HANN

ALLGEMEINE
ERDKUNDE



Hann, Hochstetter, Pokorny,

Allgemeine Erdkunde.

Fünfte, neu bearbeitete Auflage

von

J. Hann, Ed. Brückner und **A. Kirchhoff.**

I. ABTEILUNG:

Die Erde als Ganzes, ihre Atmosphäre und Hydrosphäre

von

Dr. J. Hann.

Mit 24 Tafeln in Farbendruck und 92 Textabbildungen.

PRAG. F. TEMPSKY.

WIEN. F. TEMPSKY.

LEIPZIG. G. FREYTAG.

1896.

Die 5. Auflage des vorliegenden Buches wird im Laufe des Jahres 1897 in **einem** Band vollständig erscheinen; die Ausgabe erfolgt zunächst in 3 Abteilungen, diese sind betitelt und enthalten:

I. ABTEILUNG.

Die Erde als Ganzes, ihre Atmosphäre und Hydrosphäre.

Von

J. Hann.

8°. VIII und 336 Seiten mit 24 Tafeln und 92 Textabbildungen.
Preis geh. 6 fl. = 10 M.

II. ABTEILUNG.

Die feste Erdrinde und ihre Formen.

Ein Abriß der allgemeinen Geologie und der Morphologie der Erdoberfläche.

Von

Ed. Brückner.

Erscheint Ende 1896.

III. ABTEILUNG.

Pflanzen- und Tierverbreitung.

Von

A. Kirchhoff.

Erscheint Anfang 1897.

Hann, Hochstetter, Pokorny,

Allgemeine Erdkunde.

Fünfte, neu bearbeitete Auflage

von

J. Hann, Ed. Brückner und **A. Kirchhoff.**

I. ABTEILUNG.

Die Erde als Ganzes, ihre Atmosphäre und Hydrosphäre.

Von

J. Hann.

II. ABTEILUNG.

Die feste Erdrinde und ihre Formen.

Von

Ed. Brückner.

III. ABTEILUNG.

Pflanzen- und Tierverbreitung.

Von

A. Kirchhoff.

PRAG. F. TEMPSKY. — WIEN. F. TEMPSKY. — LEIPZIG. G. FREYTAG.

1896.

Die Erde als Ganzes

ihre

Atmosphäre und Hydrosphäre.

Von

Julius Hann.

Fünfte neubearbeitete Auflage.

Mit 24 Tafeln in Farbendruck und 92 Textabbildungen.

PRAG.
F. TEMPSKY.

WIEN.
F. TEMPSKY.

LEIPZIG.
G. FREYTAG.

1896.

Druck von Gebrüder Stiepel in Reichenberg.

Übersicht der Tafeln.

Verzeichnis der Illustrationen.

I. Abteilung.

Die Erde als Ganzes, ihre Atmosphäre und Hydrosphäre

von

Dr. J. Hann.

Erster Abschnitt.

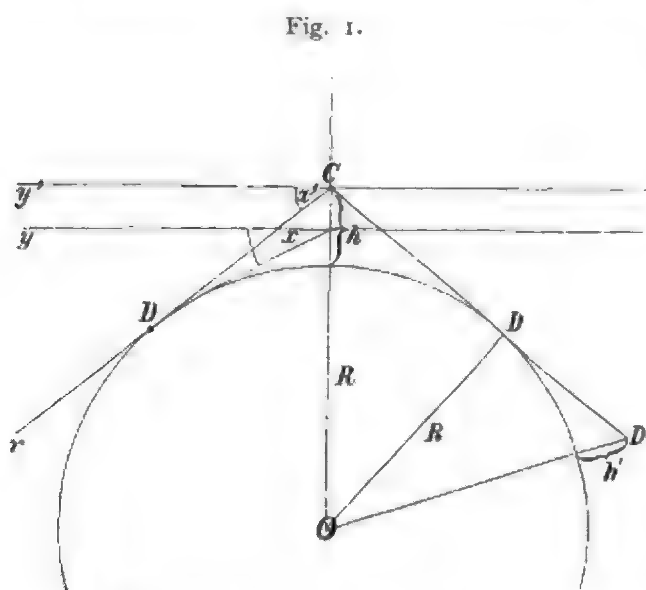
Die Erde als Weltkörper.

Kugelförmige Gestalt der Erde. Der ersten kindlichen Anschauung erscheint die Erde als eine flache Scheibe, an deren Rande die Sonne, der Mond und die Gestirne heraufsteigen und hinabsinken. Dies war auch die Vorstellung der Gebildeten und der Gelehrten in dem Kindesalter der Naturwissenschaften. Anaxagoras (geb. 499 v. Chr.) lehrte so seinen Schülern, zu denen Perikles, Euripides und Thucydides gehörten; über die flache Erdscheibe wölbte sich nach Anaximenes eine bewegliche krystallene Schale, an der die Fixsterne gleich goldenen Nägeln befestigt waren. Trotz seinen ausgedehnten Reisen hat auch Herodot sich nicht von dieser sinnlichen Täuschung befreit. Pythagoras lehrte zwar die Kugelgestalt der Erde, aber nicht aus Gründen, die auf einer Beobachtung der Naturerscheinungen beruhten, sondern weil er der Erde die vollkommenste Körperform zutraute. Parmenides aus Elea (460 vor Chr.) soll zuerst aus mathematischen Gründen die Kugelgestalt der Erde angenommen haben. Aristoteles brachte einen entscheidenden sinnlichen Beweis hiefür. Er zeigte, dass der Erdschatten auf der verfinsterten Mondscheibe immer kreisförmig ist, und nur kugelförmige Körper können nach jeder Richtung kreisförmige Schatten werfen. Aristoteles lehrte auch schon die überall gleiche Anziehung gegen den Mittelpunkt der Erde, und Archimedes wies daraus nach, dass auch die Meeresoberfläche der allgemeinen Kugelfläche angehören müsse. Ptolemäus (circa 125 n. Chr.) machte auf einen ferneren augenscheinlichen Beweis für die Krümmung der Erdoberfläche aufmerksam. Dem Schiffer, der von der hohen See her sich dem Lande nähert, werden zuerst die Gipfel des Küstengebirges, dann die Abhänge desselben und zuletzt erst das Gestade selbst sichtbar, wie auch umgekehrt der Beobachter am Lande von einem aus dem Hafen auslaufenden Schiffe zuerst den Schiffskörper und zuletzt die Spitzen der Masten aus den Augen verliert. Ähnliche Erscheinungen kann man auch bei Reisen auf weiten Ebenen beobachten. Wer von Norden nach Süden reist, sieht die dem nördlichen Horizonte nahen Sterne einen nach dem andern hinabsinken und in gleichem Maße neue Gestirne über den Rand des südlichen Horizontes heraufsteigen. Kann dies nur durch eine Krümmung der Erdoberfläche in der Richtung von Norden

nach Süden erklärt werden, so müssen wir ebenso eine Krümmung von Osten nach Westen annehmen, weil sonst die Sonne und die Gestirne überall gleichzeitig aufgehen und untergehen müssten. Die Erdumsegelungen, deren erste von den Portugiesen unter Magelhaens 1519—22 ausgeführt wurde, lieferten endlich einen unumstößlichen Beweis, dass die kugelförmige Erde frei im Weltraume schwebe.*)

Viel späteren Zeiten musste es aber vorbehalten bleiben, die Gestalt und die Größe der Erde durch sorgfältige und scharfsinnige Untersuchungen genauer kennen zu lernen. Dieselben haben nun zwar gezeigt, dass die Erde keine vollkommene Kugel ist, dass jedoch die Abweichungen geringfügig genug sind, um dieselben bei vielen Betrachtungen ganz unberücksichtigt lassen zu dürfen.

Fig. 1.



Wahrer und scheinbarer Horizont.

Aus der kugelförmigen Gestalt der Erde folgen einige Erscheinungen, die wir etwas näher ins Auge fassen müssen. Auf einer unbegrenzten flachen Scheibe würde die Sichtbarkeit ferner hervorragender Gegenstände nur durch die Grenzen unserer Sehkraft beschränkt werden. Anders auf der Oberfläche einer Kugel, deren Krümmung schon in einer gewissen Entfernung wie ein vorlagerndes Gebirge die noch ferneren Gegenstände verdeckt. Aus Figur 1 erhellt, dass die vom Auge des Beobachters an die kugelförmig gekrümmte Erdoberfläche gezogenen Tangenten die Größe des Gesichtskreises angeben. Offenbar werden diese Tangenten, oder was dasselbe, die Radien des Gesichtskreises um so länger, je höher sich der Beobachter über die Erdoberfläche erhebt: die Aussichtsweise wächst mit der Erhebung. Die kreisförmige Linie nun, in welcher für den Beobachter das Himmelsgewölbe mit dem sichtbaren Teile der Erdoberfläche zusammentrifft, heißt der natürliche Horizont. Es ist klar, dass

*) Ch. Dufour hat auf eine Beobachtung hingewiesen, die man am Ufer großer ruhiger Wasserflächen machen kann und welche die Rundung der Erde direkt sichtbar macht. Bekanntlich erscheinen die Bilder der umgebenden Gegenstände auf einer convexen spiegelnden Kugeloberfläche verkleinert. Dieselbe Erscheinung zeigen die Spiegelbilder der einer ruhigen Seeoberfläche nahen Gegenstände, wenn man sie in der Entfernung einiger Kilometer vom erhöhten Ufer aus betrachtet. Es gibt am Genfersee nicht so selten Tage, in welchen man die dergestalt deformierten Spiegelbilder (Schiffe mit ihren Segeln oder Türme dem Ufer naher Ortschaften) auf der ruhigen Wasserfläche sehen kann, namentlich wenn man ein Fernrohr zu Hilfe nimmt. «Nachdem man einen Moment hingesehen hat, sieht man die Rundung der Erde, ebenso deutlich, wie die einer Kugel, die man in der Hand hält.»

derselbe auf der kugelförmigen Erdoberfläche mit zunehmender Höhe des Standpunktes tiefer hinabsinkt. Die auf dem verlängerten Erdradius R im Punkte C senkrechte (also horizontale) Gerade Cy' schließt mit der nach dem Rande des Gesichtskreises gezogenen Geraden Cr einen Winkel (x') ein, den man die Depression des Horizontes oder die Kimmtiefe nennt.*) Dieser Winkel wächst mit der Erhebung und zwar anfangs rasch und dann langsamer, wie folgende Zahlen zu erkennen geben:

Augenhöhe	2	4	6	10	20	30	100 Meter,
Kimmtiefe	2·5	3·6	4·4	5·7	8	10	18 Minuten,

für 300 *m* beträgt die Kimmtiefe 31′, für 1500 *m* 1° 10′ und für 3000 *m* 1° 39′. Die durch Cy' gehende horizontale Ebene heißt der scheinbare Horizont des Punktes C, und eine zu derselben parallele durch den Erdmittelpunkt gelegte Ebene heißt der wahre Horizont. Infolge der verschwindenden Kleinheit des Erdhalbmessers gegenüber den Entfernungen der Fixsterne fallen in Bezug auf dieselben der wahre und scheinbare Horizont in eins zusammen.**)

Aus der Größe des Erdradius R (die Erde als Kugel betrachtet, was hier genügt, R ist $= 6370$ *km*) lässt sich nach Fig. 1 sehr leicht sowohl die Aussichtsweite oder der Halbmesser des Gesichtskreises, als auch die Depression des Horizontes (der Winkel x') für eine gegebene Höhe h berechnen.

Man hat Aussichtsweite $CD = \sqrt{(R+h)^2 - R^2} = \sqrt{(2R+h)h} = \sqrt{2Rh}$, da es immer gestattet ist, h gegen R zu vernachlässigen. Hebt man $\sqrt{2R}$ heraus, so kann man auch setzen $CD = 3{\cdot}57\sqrt{h}$, wo CD in Kilometer gegeben ist, h in Meter.

Diese theoretische Aussichtsweite wird noch etwas vergrößert durch den Umstand, dass der Lichtstrahl bei seinem Wege durch die Atmosphäre einen etwas gekrümmten und zwar gegen die Erdoberfläche hin konkaven Weg nimmt (terrestrische Strahlenbrechung oder Refraktion), wodurch Gegenstände, die wegen der Krümmung der Erde sonst schon unsichtbar sein würden, über den Horizont gehoben werden. Die Vergrößerung der Sehweite, die durch die Refraktion hervorgebracht wird, beträgt unter mittleren atmosphärischen Verhältnissen 6 bis 7 Procent,***) d. h. CD ist noch mit dem Faktor 1.06 oder 1.07 zu multiplicieren. Bezeichnen wir den Refraktions-Koëfficient mit k, so ist also $CD = (1+k)\,3.57\sqrt{h}$.

---

*) Der Meereshorizont heißt im Holländischen und Friesischen Kimm und Kimming.

**) Da die Entfernung selbst des uns nächsten Fixsternes α Centauri am südlichen Himmel etwa 5350 Millionen Erdhalbmesser oder nahe 229 Tausend Sonnenweiten beträgt, so ist der Winkel der beiden Gesichtslinien (Parallaxe) verschwindend klein. Treffend ist der Vergleich mit den schon in einiger Entfernung scheinbar zusammenlaufenden Schienen einer Eisenbahn.

***) Bei den verschiedenen Landesvermessungen hat man etwas verschiedene Werte von k gefunden. Gauß fand bei der hannoveranischen Landesvermessung 0.065, Sawitsch im Kaukasus 0.064, Maclear in der Kap-Kolonie 0.071.

Geht die Gesichtslinie über die See, so ist k etwas größer, als wenn sie bloß über Land geht. Im Mittel von Bestimmungen in Deutschland, England, Amerika fand man k über der See

Man findet z. B. für die Aussichtsweite vom Gipfel des Großglockner ($h = 3796$ *m*) 235 *km*, vom Gipfel des Großvenediger circa 231 *km*. Beispiele für andere bekannte Berge sind: Brocken 1142 *m*, 128 *km*; Schneekoppe 1604 *m*, 152 *km*; Ätna 3320 *m*, 219 *km*; Montblanc 4810 *m*, 264 *km*; Mt. Everest 8840 *m*, 357 *km*.

Die Figur 2 zeigt, dass der nördliche Golf des adriatischen Meeres noch vollkommen im Bereich der möglichen Sehweite des Gipfels des Großglockners oder des Großvenedigers ist, vorausgesetzt, dass der Sehstrahl nicht auf eine zwischenliegende Gebirgskette trifft, welche sich über den Sehhorizont erhebt.

Um die Kimmtiefe auf die einfachste Art zu berechnen, berücksichtige man, dass der Winkel x' (Depression des Horizontes in der Höhe h nach Figur 1) gleich ist dem Centriwinkel COD. Um zur Kenntnis dieses Winkels zu gelangen, beachte man, dass der zugehörige Bogen mit hinreichender Genauigkeit gleich der Tangente, also gleich $CD = \sqrt{2hR}$ gesetzt werden darf. Um diese Länge in Bogenminuten auszuwerten, beachte man, dass die Länge einer Bogenminute $= 2\pi R : 360 \times 60 = 1853$ *m* ist. Wir haben also

x' = Depression des Horizontes in Minuten $= \sqrt{2hR} : 1853 = 1.926\sqrt{h}$.

Das wäre die Kimmtiefe ohne Wirkung der Refraktion. Da durch die letztere der Horizont gehoben erscheint, so wird der Winkel kleiner und zwar im Verhältnis von 1 zu $(1 - k)$, wenn k der Refraktions-Koëfficient. Setzen wir $k = 0{\cdot}065$, also $1 - k = 0{\cdot}935$, so wird die wirkliche Kimmtiefe sein:

$$1{\cdot}80\sqrt{h} \qquad \text{(Kimmtiefe in Minuten).}$$

Umgekehrt könnte man aus der genau beobachteten Kimmtiefe (Zenithdistanz des Meereshorizontes) x' auch die Seehöhe eines Berges berechnen. Die Umkehrung der Gleichung gibt:*)

$$h = 0{\cdot}308\, x'^2 \qquad (x' \text{ in Minuten}).$$

Wenn man einen hohen Berg besteigt, oder noch auffallender, wenn man sich in einem Ballon frei in die Luft erhebt, sieht man, statt wie man erwarten möchte, den Rand des Horizontes immer tiefer hinabsinken

etwa gleich 0.075, über Land 0.068. Die terrestrische Refraktion unterliegt auch einer sehr starken täglichen Periode, sie ist am größten Morgens und Abends und am kleinsten um den Mittag herum.

Der Refraktions-Koëfficient nimmt mit der Seehöhe, d. i. mit zunehmender Verdünnung der Luft ab. So gab die indische Landesvermessung auf der (trockenen) Nordseite des Himalaja gegen Turkestan in Höhen zwischen 6—10.000 Fuß $k = 0.060$, von 12—16.000 Fuß 0·054, bei 19.000 Fuß 0.042. Sonderbarerweise aber zeigte sich auf der (feuchten) Südseite des Himalaja keine Abnahme, eher eine Zunahme des Refraktions-Koëfficient mit der Höhe. Der mittlere Wert von 6—18.000 Fuß war 0.074 (Walker).

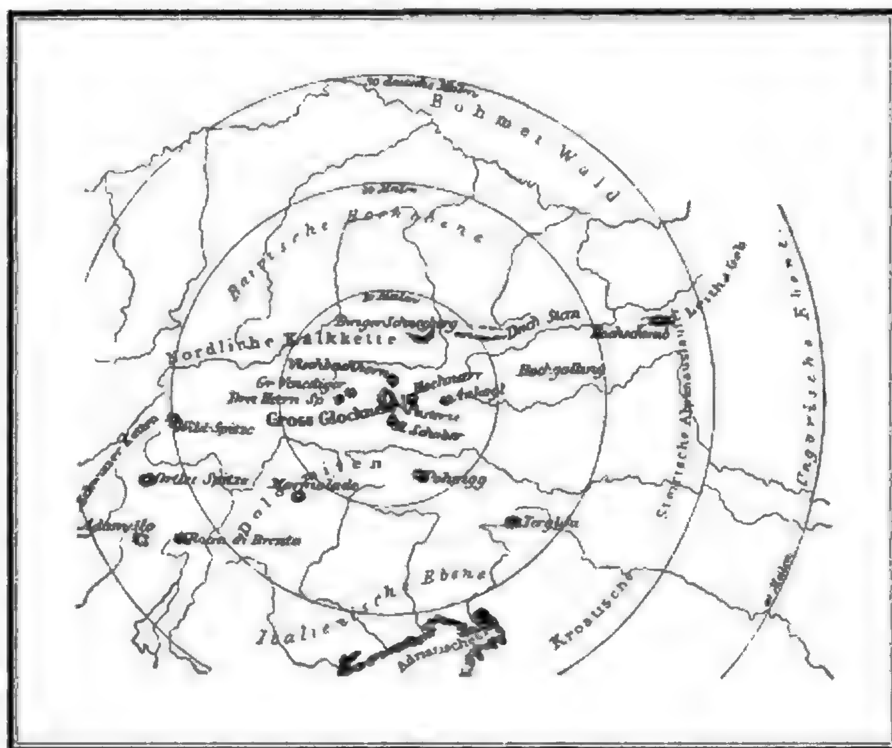
Auf hoher See beträgt die Kimmtiefe nach den Beobachtungen von Tessan auf der Erdumsegelung der Venus 1 : 22 = 0.045, nach neueren Beobachtungen von Perrin mitgetheilt 1 : 23 = 0.043 im Mittel, im allgemeinen abhängig von der Temperatur und dem Zustande der Atmosphäre.

*) Ohne Einführung einer bestimmten Refraktion ist

$$h = 0{\cdot}2695\, x^2 (1 + 2k).$$

zu sehen, je weiter man sich von der Erdoberfläche entfernt, denselben im Gegenteil mit dem Beobachter sich erheben, so dass der Horizont scheinbar stets in der Augenhöhe bleibt und die Gestalt der Erdoberfläche unten die Form einer hohlen Kugelschale annimmt. Da auch das Himmelsgewölbe in Form einer Kugelschale erscheint, so befindet sich der Luftschiffer scheinbar im Mittelpunkte einer ungeheueren Hohlkugel, die Kreislinie, in welcher die beiden hohlen Halbkugeln zusammenstoßen, ist der unnatürlich gehobene Horizont.*) Diese Erscheinung erklärt sich

Fig. 2.



Aussichtsweite vom Großglockner.

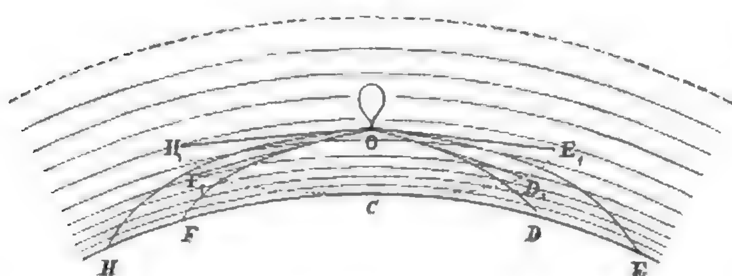
zunächst durch die Brechung, welche die vom Horizont kommenden Lichtstrahlen in den verschiedenen dichten Luftschichten der Atmosphäre erleiden. Da die Dichte der Schichten nach oben hin abnimmt, der Strahl von einem dichteren stets in ein dünneres Medium übergeht, so nimmt er, wie die Physik lehrt und umstehende Figur 3 zeigt, einen gekrümmten Weg, dessen konkave Seite nach unten gekehrt ist. Darauf beruht ja auch die Vergrößerung des Gesichtskreises, von welcher eben die Rede war. Das Auge versetzt nun die Gegenstände in jene Richtung,

---

*) So bemerkt R. Abercromby in der Schilderung der Aussicht von Pikes Peak (4300 Meter) in Colorado nach Osten hin: Der ferne Rand der Ebenen schien gegen den Horizont anzusteigen, so dass es den Anschein hatte, als würden wir in eine große Schüssel hineinblicken. Dieser sonderbare Effekt der Vogelperspektive ist oft von Ballonfahrern bemerkt worden, dagegen von Berggipfeln nur selten zu sehen.

aus welcher der Lichtstrahl zuletzt kommt, also in eine größere Höhe. Anderseits erscheint das Bild dem Beobachter aber auch genähert, so dass es noch viel mehr gehoben scheint, als dies durch die terrestrische Refraktion thatsächlich geschieht. Wir überschätzen die Höhe, zu welcher der Horizont wie ein ferner blauer Gebirgszug sich erhebt, gerade so, wie uns ferne Berge unter einem viel größeren Höhenwinkel erscheinen, als er ihnen zukommt. Nimmt man dann ein Fernrohr zu Hilfe, so kann man sich überzeugen, dass die scheinbar hochaufragenden Berggipfel ebenso wie der Rand des Horizonts in der That unterhalb der Horizontalen oder unterhalb der Augenhöhe des Beobachters liegen, und man kann den Depressionswinkel auch direkt messen.

Fig. 3.



Scheinbare Gestalt der Erdoberfläche von einem Luftballon aus gesehen.

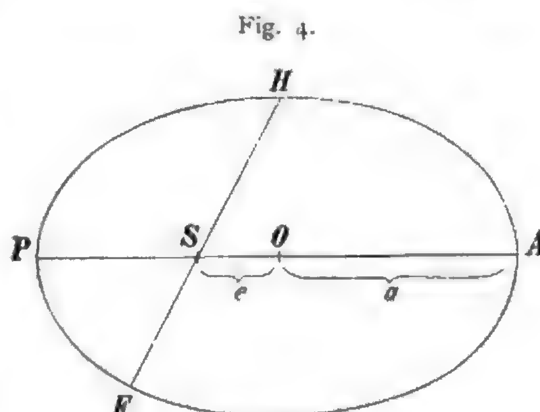
Für den Seefahrer ist es immer wichtig zu wissen, in welchem Abstande er sich von der Küste befindet. Das Sichtbarwerden von Gegenständen (Bergspitzen, Leuchttürmen) von bekannter Höhe belehrt ihn hierüber. Befände sich sein Auge z. B. im Punkte D' der Figur 1, so würde er eben den Punkt C über dem Horizont auftauchen sehen. Die Strecke CD', die Entfernung von der Küste, findet er durch eine einfache Rechnung.*)

Bewegung der Erde um die Sonne. Für das ganze Altertum und Mittelalter stand die Erde fest im Mittelpunkte des Weltraumes. Die Bewegung der Himmelskörper suchte man zu erklären durch einen sehr sinnreichen, aber komplicierten Mechanismus. Nikolaus Copernicus (geb. 1473 von deutschen Eltern in Thorn) lehrte zuerst die Drehung der Erde um eine Achse und die Bewegung sämtlicher Planeten um die Sonne als Centralkörper. Hiedurch erklärte er auf die einfachste Weise die tägliche Bewegung des Fixsternhimmels und den scheinbaren jährlichen Lauf der Sonne und der Planeten. Aber erst Kepler (geb. 1571) entdeckte die Gesetze der Bewegung der Planeten und der Gestalt ihrer Bahnen.

*) Es ist in Figur 1 $CD' = CD + DD' = \sqrt{h(2R+h)} + \sqrt{h'(2R+h')}$, wo h' die Seehöhe des Auges bezeichnet. Das ist aber nahe gleich $\sqrt{2R}(\sqrt{h}+\sqrt{h'}) = 3{\cdot}57(\sqrt{h}+\sqrt{h'})$. Mit Rücksicht auf den Refraktions-Koëfficienten erhöht sich der Multiplikator auf 3·8 Kilometer. Das Leuchtfeuer auf der Insel Helgoland z. B. befindet sich in einer Höhe von 81·6 Meter über dem Meeresspiegel; nehmen wir die Seehöhe des Auges eines Beobachters auf einem Helgoland zusteuernden Schiffe zu 4 Meter, so kann derselbe das Leuchtfeuer aus einer Entfernung von circa 42 Kilometer erblicken.

Nach diesen Gesetzen stellen die Bahnen aller Planeten Ellipsen vor, in deren einem Brennpunkte sich der Centralkörper, die Sonne, befindet. Die Entfernung des Brennpunktes vom Mittelpunkte der Ellipse (die Strecke $OS = e$ in Figur 4) beträgt für die Erdbahn nicht ganz $^1/_{60}$ der halben großen Achse (OP oder OA). Der genauere Wert des Verhältnisses $OS : OP$ ist 0.01677, dasselbe bestimmt die sogenannte Excentricität der Bahn. Die halbe große Achse (a), oder die mittlere Entfernung der Erde von der Sonne nimmt man gegenwärtig zu 149,341.000 Kilometer ($20^1/_8$ Mill. geographische Meilen) an.*) Demnach beträgt der Wert von e etwas über

Fig. 4.



Die elliptische Erdbahn.

*) Die mittlere Entfernung der Erde von der Sonne, ausgedrückt in Einheiten eines unserer Längenmaße, ist eine der interessantesten und wichtigsten Größen der Astronomie. Sie wird erhalten durch Ermittelung des Gesichtswinkels, unter welchem von der Sonne aus gesehen der Halbmesser der Erde erscheinen würde (Sonnenparallaxe). Die Beobachtung des Vorüberganges der Venus vor der Sonnenscheibe ist eines der vorzüglichsten Mittel, zur Kenntnis dieser Größe zu gelangen. Aus den Beobachtungen der Venusdurchgänge des vorigen Jahrhunderts (1761 und 1769) berechnete der Berliner Astronom Encke 1824 den Wert der mittleren Sonnen-Horizontal-Äquatorial-Parallaxe zu 8·57 Sekunden. Unter diesem Winkel würde, nach seinem Resultat, der Äquatorial-Halbmesser der Erde aus der mittleren Entfernung der Sonne erscheinen. Daraus ergab sich diese Entfernung in geographischen Meilen (15 auf einen Grad des Äquators gerechnet) zu 20,682.000. Dieser Wert hat 30 Jahre hindurch als sehr genau gegolten, bis Hansen und Leverrier aus der Theorie der Mondbewegung zeigten, dass derselbe um $^1/_4$ Sekunde zu klein sein müsse (1854/58). Eine neue Berechnung der erwähnten Venusdurchgänge durch Newcomb ergab die Sonnenparallaxe zu 8.79 und als wahrscheinlichsten Wert derselben mit Rücksicht auf die anderen dabei in Betracht kommenden Werte meinte Newcomb 8″ 85 annehmen zu sollen (d. i. a = 148·7 Millionen Kilometer oder 20·04 Millionen geographische Meilen).

Große Erwartungen hatten sich in Betreff einer Sicherstellung der Sonnenparallaxe an die zwei Venusdurchgänge unseres Jahrhunderts in den Jahren 1874 und 1882 geknüpft, die deshalb an zahlreichen Punkten der Erdoberfläche mit Aufwand großer Mittel beobachtet und auch photographisch fixiert worden sind. Die Ergebnisse der Berechnung der direkten Beobachtungen und der Ausmessung der Photographieen entsprechen aber nicht ganz diesen Erwartungen. Aus den deutschen Beobachtungen fand Auwers nach den Heliometermessungen die Solarparallaxe zu 8″ 88 nach den Photographien zu 8″ 81. Die Beobachtungen der Berührungszeiten von Sonnen- und Venusrand der Franzosen, Engländer und Amerikaner, sowie deren photographische Aufnahmen geben im Mittel 8·82 bis 8·86 Sekunden.

Eine Vergrößerung der Solarparallaxe um eine hundertel Sekunde entspricht aber einer Verringerung der Entfernung der Sonne um 170 Tausend Kilometer und umgekehrt.

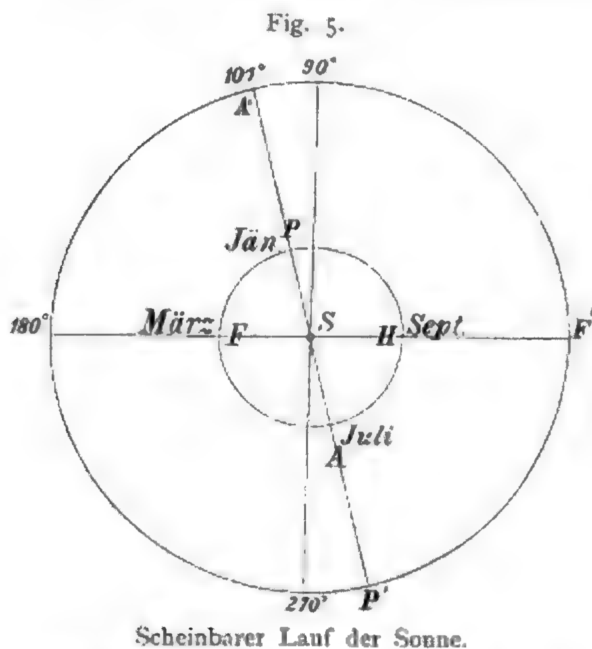
Da die Berechnung der Solarparallaxe abhängig ist von den Annahmen über die Werte einer ganzen Reihe anderer astronomischer Konstanten, so hat Wm. Harkness den Versuch gemacht, jenes System von Werten dieser Größen abzuleiten, welches gegenwärtig als das wahrscheinlichste erscheinen muss.

Für die Solarparallaxe findet er derart (rund) den Wert von 8″.81, dem die im Texte stehende Entfernung der Sonne entspricht. — [The Solar Parallaxe and its related Constants. Washington, 1891. Die daselbst aufgestellten Konstanten werden kurz mit Harkness bezeichnet werden.]

$2^{1}/_{2}$ Millionen Kilometer. Befindet sich die Erde im Punkte A ihrer Bahn, dem sogenannten Aphelium, so hat sie ihre größte Entfernung von der Sonne $(a + e)$ erreicht; gegenwärtig findet dies statt am 2. Juli; im Punkte P befindet sie sich hingegen in der größten Sonnennähe $(a - e)$, im Perihelium; an diesem Punkte befindet sich die Erde am 1. Januar. Der Unterschied zwischen der größten und kleinsten Sonnenferne beträgt mithin $2e$ oder 5·1 Millionen Kilometer, um diesen Betrag ist die Erde am 1. Januar der Sonne näher, als am 2. Juli. Die Gerade AP, welche das Perihel mit dem Aphel verbindet, heißt die Apsidenlinie.

Die Geschwindigkeit der Erde in ihrem Laufe um die Sonne ist nicht gleichförmig, sondern am größten zur Zeit des Periheliums, am kleinsten zur Zeit des Apheliums. Die mittlere tägliche Bewegung beträgt mehr als $2^{1}/_{2}$ Millionen Kilometer, d. i. fast 30 Kilometer pro Sekunde, oder im Winkel gemessen 59′ 8.3″; sie steigt im Perihel auf 61′ 10.1″ und sinkt im Aphelium auf 57′11.7″ herab. Die Zeit, in welcher die Erde ihre Bahn durchläuft, heißt bekanntlich das Jahr. Von der Erde aus gesehen scheint die Sonne im Laufe des Jahres mit ungleichförmiger Geschwindigkeit von West nach Ost eine Kreisbahn (die Ekliptik) am Himmelsgewölbe zu durchlaufen.

Fig. 5.



Scheinbarer Lauf der Sonne.

In Figur 5 stelle $AHPF$ die elliptische Erdbahn dar, in S befindet sich die Sonne. Der große Kreis stelle die scheinbare Bahn der Sonne am Himmelsgewölbe (die Ekliptik) vor. Im Punkte F befindet sich die Erde beim Frühlingsanfang (am 20. März), die Sonne steht dann, von der Erde aus gesehen, im Punkte F' der Ekliptik. Dieser Punkt heißt der Frühlingspunkt. Indem sich die Erde in ihrer Bahn von F nach A u. s. w. fort-

Aus der Verzögerung des Eintrittes der Verfinsterungen der Jupitertrabanten, wenn Jupiter in der Erdferne sich befindet, weiß man seit Delambre, dass das Licht circa 8 Minuten 20 Sekunden bedarf, um die halbe große Achse der Erdbahn zu durchlaufen. Harkness nimmt als wahrscheinlichsten Wert 498.0 Sekunden. Nun haben Fizeau und in jüngster Zeit Cornu und Michelson die Geschwindigkeit des Lichtes direkt gemessen. Das Resultat aller Messungen ist im Mittel nach Harknes (rund) 299.900 Kilometer (per Sekunde mittlerer Zeit). Daraus ergibt sich die mittlere Entfernung der Erde von der Sonne zu $149\,^{1}/_{3}$ Millionen Kilometer wie oben im Text. Um von dem nächsten Fixstern α Centauri zu uns zu gelangen, bedarf das Licht 3.6 Jahre. Der Halbmesser der Erdbahn erscheint von α Centauri aus gesehen nur unter einem Gesichtswinkel von 0.9 Sekunden. Daher gelang es erst Bessel überhaupt die erste Fixstern-Parallaxe aufzufinden und zwar beim Stern 61 Cygni, welche später genauer zu 0.51 Sekunden bestimmt wurde (das Licht bedarf 6.5 Jahre, um von diesem Stern zur Erde zu gelangen).

bewegt, bewegt sich die Sonne in der Ekliptik von *F'* nach *A'* u. s. w. und durchwandert dabei eine Reihe von 12 Sternbildern, die sich von West nach Ost in der Ordnung folgen: Widder, Stier, Zwillinge, Krebs, Löwe, Jungfrau, Wage, Scorpion, Schütze, Steinbock, Wassermann, Fische, welche man den Tierkreis *(Zodiacus)* genannt hat. Ihr Ort in der Ekliptik wird bestimmt durch die Angabe ihrer Entfernung vom Frühlingspunkte, als Bogen von West nach Ost gemessen, und heißt die Länge der Sonne. Bei Beginn des astronomischen Frühlings, welcher auf den 20. März fällt, ist also die Länge der Sonne 0.°, im Aphelium am 3. Juli ist sie gegenwärtig 101°, bei Beginn des astronomischen Herbstes am 23. September 180°, im Perihelium am 1. Januar 281°.

Rotation der Erde um eine Achse. Neben ihrer fortschreitenden Bewegung um die Sonne besitzt aber die Erde auch eine drehende Bewegung um einen ihrer Durchmesser als Achse. Der Durchmesser der Erdkugel, um welchen die Rotation erfolgt (die Erdachse), steht nicht senkrecht auf der Ebene der Erdbahn, sondern weicht um 23° 27′ 55″ von der Senkrechten ab, welcher Winkel die Schiefe der Ekliptik heißt. Er bleibt konstant während des Umlaufes der Erde um die Sonne, d. h. die Erdachse behält dabei stets dieselbe Richtung.

Der Zeitraum, in welchem eine volle Umdrehung der Erde um ihre Achse vor sich geht, heißt ein Sterntag, weil innerhalb dieser beständig gleichen Periode jeder Fixstern genau 360 Grade, einen vollen Kreislauf, am Himmel zurückgelegt hat. Der Sonnentag, oder die Zeit von einer Kulmination der Sonne zur nächsten, ist für das bürgerliche Leben viel wichtiger. Er ist etwas länger als der Sterntag, weil die Sonne am nächsten Tage schon nicht mehr mit demselben Fixstern, sondern durchschnittlich um 4 Minuten (3^m 56.5^s) später kulminiert, da sie inzwischen um 59 Bogenminuten in der Ekliptik nach Ost vorgerückt ist. Da aber die scheinbare Bewegung der Sonne oder die Geschwindigkeit der Erde in ihrer Bahn nicht gleichförmig ist, so ist schon aus diesem Grunde der Sonnentag nicht das ganze Jahr hindurch gleich lang.

Ein anderer Grund der wechselnden Länge des Sonnentages liegt darin, dass die Ebene der Sonnenbahn (die Ekliptik) nicht senkrecht steht auf der Umdrehungsachse der Erde. Ein Tag von wechselnder Länge, wie es der wahre Sonntag ist, wäre aber offenbar ein schlechtes Zeitmaß, und keine gleichförmig, also richtig gehende Uhr könnte der wahren Sonnenzeit folgen. Da aber doch für die Verhältnisse des bürgerlichen Lebens die Sonnenzeit die maßgebende bleiben muss, hat man zu dem Auskunftsmittel gegriffen, einen mittleren Sonnentag anzunehmen, dessen Länge das ganze Jahr hindurch gleich bleibt. Der Unterschied zwischen der wahren Sonnenzeit und der mittleren Zeit heißt die Zeitgleichung.*)

*) Dieser Unterschied ist viermal im Jahre gleich null, oder unsere nach mittlerer Zeit gehenden Uhren zeigen dann 12^h am wahren Mittag, wenn die Sonne durch den Meridian geht. Es ist dies der Fall am 15. April, am 15. Juni, am 1. September und am 24. December; folgende

Teilt man den mittleren Sonnentag in 24 Stunden, so beträgt die Dauer des Sterntages 23 Stunden 56 Minuten 4.09 Sekunden. (Rotationszeit der Erde 86164 Sekunden.) Die Zeit, in welcher die Erde genau wieder in dieselbe Stellung zur Sonne zurückkehrt, d. h. den Weg vom Frühlingspunkte zum Frühlingspunkte zurücklegt, heißt das tropische Jahr, welches auch das bürgerliche Jahr ist. Es zählt gegenwärtig 365 Tage 5 Stunden 48 Minuten 48 Sekunden (oder 365.2422 Tage). Das tropische Jahr ist kürzer als der Zeitraum, in welchem die Erde von der Sonne aus gesehen, wieder zu demselben Fixstern zurückkehrt, weil der Frühlingspunkt nicht eine fixe Lage am Himmelsgewölbe behält, sondern jährlich um 50.221 Sekunden oder 0.01395 Grad der Sonne entgegenschreitet, d. h. F' bewegt sich in Figur 5 gegen P' hin (Präcession der Nachtgleichen). Die Sonne gelangt somit früher wieder zum Frühlingspunkte zurück, als zu demselben Fixstern, und zwar da die eigene Bewegung des Frühlingspunktes im tropischen Jahre gegenwärtig 0.01395 Grad beträgt, um $\frac{0.01395}{360} \times 365.24$, d. i. 0.01415 Tage oder 20 Minuten 23 Sekunden. Das siderische Jahr oder die Umlaufzeit der Erde beträgt demnach 365 Tage 6 Stunden 9 Minuten 11 Sekunden.

Die wichtigsten Bestimmungsstücke der Bewegung der Erde um die Sonne, deren Werte wir im vorausgehenden kennen gelernt haben, unterliegen fast sämtlich Änderungen, welche entweder innerhalb gewisser Grenzen oder stets in demselben Sinne fortschreitend, in sehr langen Zeiträumen vor sich gehen. Eine solche «sekuläre» Änderung erfährt zunächst die Excentricität der Erdbahn, deren Wert innerhalb langen Perioden zunimmt und dann wieder abnimmt, ohne gewisse ziemlich enge Grenzwerte (Max. nach Laplace und Leverrier 0.075) dabei zu überschreiten. Gegenwärtig ist die Excentricität in Abnahme begriffen und wird im Jahre 26000 circa ein Minimum von 0.003 erreichen; die Erdbahn nähert sich somit gegenwärtig der Kreisform. Auch die Schiefe der Ekliptik oder die Neigung der Erdachse gegen die Ebene ihrer Bahn ist nicht unveränderlich, sie nimmt gegenwärtig jährlich um 0.47 Sekunden ab; der Spielraum zwischen den größten und kleinsten Deklinationen der Sonne beträgt jedoch (nach Stockwell) nur 2° 37′, d. i. das Max. der Neigung der (scheinbaren) Ekliptik gegen den Äquator ist 24° 36′, das Minimum 21° 59′. Eine stets in demselben Sinne fortschreitende Änderung haben wir schon erwähnt, es ist dies die Bewegung des Frühlingspunktes gegen die Aufeinanderfolge der Sternbilder des Tierkreises oder nach Westen; sie beträgt jährlich 50.2 Sekunden und nach $\frac{360 \text{ Grad}}{50.2 \text{ Sek.}} = 25800$ Jahren hat der Frühlingspunkt somit einen vollen Kreislauf vollendet.

sind die größten und kleinsten Werte der Zeitgleichung: am 11. Februar + 14.5 Minuten, d. h. unsere Uhren zeigen bereits $12^h\ 14.5^m$, wenn die Sonne durch den Meridian geht; am 26. Juli + 6.2^m; am 14. Mai — 3.9^m, d. h. die Uhren zeigen $11^h\ 56^m$ am wahren Mittag und am 2. November — 16.3^m, d. h. die Uhren zeigen $11^h\ 43.7^m$ am wahren Mittag.

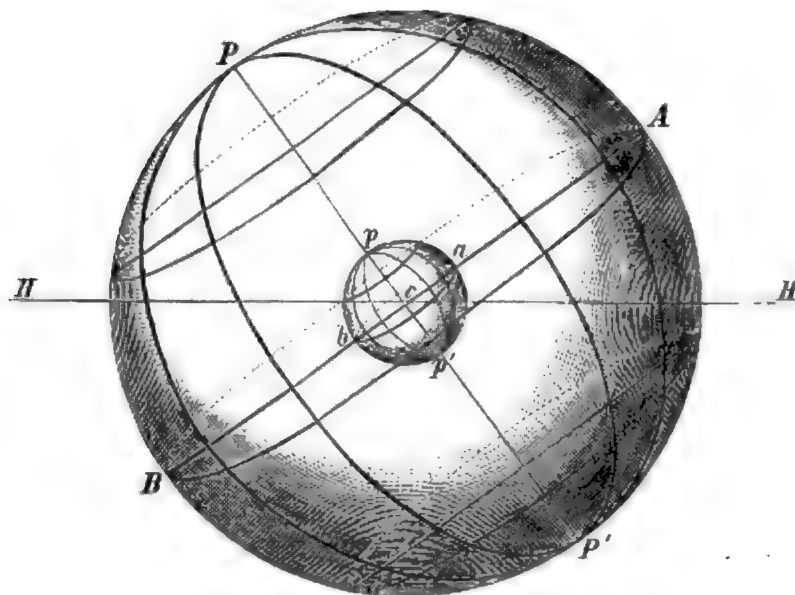
Ebenso ist die Lage der Apsidenlinie *AP* einer solchen Bewegung im jährlichen Betrage von 11.3 Sekunden unterworfen, welche aber in entgegengesetzter Richtung erfolgt, so dass, wie aus Fig. 4 erhellt (*F* bewegt sich jährlich um 50.2 Sekunden nach *P*; *P* um 11.3 Sekunden gegen *F* hin) jener Punkt der Erdbahn, wo die Erde im Perihelium sich befindet, sich dem Frühlingspunkte jährlich um 61½ Sekunden nähert. Da die gegenwärtige Entfernung des Periheliums vom Frühlingspunkte (der Winkel *PSF* in Fig. 4 und 5) 79° beträgt, so wird um das Jahr 6680 die Sonnennähe mit dem Frühlingsanfange zusammenfallen.

Während alle anderen Elemente der Erdbahn sich ändern, bleibt die große Achse der Bahn, oder die mittlere Entfernung von der Sonne, unveränderlich und damit auch die Dauer der wahren Umlaufszeit oder des siderischen Jahres, dagegen ist das tropische Jahr infolge der veränderlichen Eigenbewegung des Frühlingspunktes etwas veränderlich. Auch die Zeit, in welcher die Erde eine Umdrehung um ihre Achse vollendet, d. i. der Sterntag, wurde von unveränderlicher Dauer angenommen. Der große Mathematiker Laplace glaubte aus den Beobachtungen des Astronomen Hipparch, der circa 200 Jahre v. Chr. lebte, nachweisen zu können, dass in den letzten 2000 Jahren der Sterntag sich nicht um 1/100 Sekunde geändert habe. In neuerer Zeit haben aber Delaunay und Adams auf eine allmähliche Verzögerung der Erdrotation oder Verlängerung des Sterntages geschlossen und zwar um etwa 0.012 Sekunden gegen dessen Dauer zu Hipparch's Zeit. Eine mögliche Ursache der allmählichen Abnahme der Rotationsgeschwindigkeit wird in dem Capitel über Ebbe und Flut zur Sprache kommen.

Einteilung der Erd- und Himmelskugel. Betrachten wir nun die Drehung der Erde um ihre Achse und die Erscheinungen, die sich daran knüpfen. Die Endpunkte der Erdachse selbst, die Erdpole (*PP'* in Fig. 6), nehmen an der täglichen Drehung keinen Anteil; die Gestirne, die im Durchschnittspunkte der verlängerten Erdachse mit dem Himmelsgewölbe, also in den Himmelspolen (*PP'*) selbst liegen, sind von der scheinbaren kreisenden Bewegung des Fixsternhimmels ausgenommen. Ein Beobachter auf einem der Erdpole würde alle Gestirne täglich Kreise durchlaufen sehen, die parallel mit seinem Horizonte sind, und die um so kleiner werden, je näher sie dem Himmelspole, der sich gerade über seinem Haupte, d. h. im Zenithe befände. Kein Fixstern würde ihm auf- oder untergehen, und er würde vom Himmelsgewölbe daher stets nur die eine Hälfte sehen *(Sphaera parallela)*. Ein Beobachter, der eine Stellung gerade mitten zwischen den beiden Erdpolen inne hätte, würde hingegen alle Gestirne in Kreisen sich bewegen sehen, deren Ebenen senkrecht auf der Ebene seines Horizontes stehen. Die beiden Himmelspole liegen für ihn an zwei entgegengesetzten Punkten des Horizontes; alle Sterne müssen für ihn auf- und untergehen *(Sphaera recta)*. Die Punkte auf der Erdoberfläche in gleicher Entfernung von den beiden Polen nehmen

also auf der Erde gleich den Polen selbst eine ausgezeichnete Stellung ein, und gehören einem Kreise an, der der Erdäquator heißt. Wir finden offenbar diesen Kreis, wenn wir eine Ebene durch den Mittelpunkt der Erde *(c)* senkrecht auf die Erdachse legen, ihre Durchschnittslinie mit der Oberfläche der Kugel ist der Erdäquator *(a b)*, mit dem Himmelsgewölbe der Himmelsäquator *(A B)*. Jene Gestirne, welche im Himmelsäquator liegen, werden die größten täglichen Kreise beschreiben, die Kreise werden um so kleiner, je näher ein Gestirn einem der Pole. Befindet sich endlich unser Beobachter auf einem Punkte zwischen Pol und Äquator, so werden die täglichen Kreisbahnen der Gestirne schief auf seinem Horizonte stehen, Pol und Äquator befinden sich über seinem Horizonte *(Sphaera obliqua)*. Eine Anzahl von Sternen, welche nicht

Fig. 6.



Die Erd- und Himmelsphäre.

so weit vom Himmelspole entfernt sind, als dieser vom Horizonte, werden nie unter denselben hinabsinken, sie heißen Circumpolarsterne; eine andere Anzahl von Gestirnen in der Umgebung des entgegengesetzten Himmelspoles werden hingegen nie über seinem Horizont erscheinen. Da ein Beobachter am Erdäquator den Himmelspol im Horizont hat, am Erdpol selbst im Zenith, so sieht er in Folge der kreisförmigen Krümmung der Erdoberfläche den Pol in demselben Maße über seinem Horizonte heraufsteigen, in welchem er sich vom Äquator gegen den Pol hin entfernt. Die Höhe des Himmelspoles über dem Horizonte ist also das Maß für die Entfernung eines Punktes der Erdoberfläche vom Äquator, man nennt letztere daher auch schlechthin die Polhöhe. Der Himmelsäquator nähert sich in demselben Maße dem Horizonte, in welchem der Himmelspol heraufsteigt, und es ist klar, dass, da die Entfernung vom Pole zum

Äquator einen rechten Winkel 90° umfasst, Äquatorhöhe und Polhöhe sich ebenfalls zu 90° ergänzen müssen, um den Halbkreis vom Horizonte durch das Zenith zum Horizonte voll zu machen. Daher muss die Beziehung stattfinden: **Polhöhe + Äquatorhöhe gleich 90°.**

Um sich auf der Erdoberfläche und am Himmelsgewölbe orientieren zu können, denkt man sich zwischen Pol und Äquator in gleichen Abständen unter sich parallele Kreise gezogen, deren Anzahl zwischen dem Äquator und einem Punkt der Erdoberfläche dann als Maß der Entfernung dieses Punktes vom Äquator gelten kann. Auf der Erdoberfläche heißen diese Kreise Parallelkreise, Breitekreise, und die Entfernung vom Äquator: die geographische Breite. Da der Bogen eines größten Kreises zwischen Äquator und Pol 90 Grade umfasst, so zählen wir 90 Breitegrade vom Äquator zu jedem Pol. Die Entfernung eines Gestirns vom Himmelsäquator wird in gleicher Weise bestimmt und heißt dessen Deklination. Der Äquator theilt die Erdoberfläche in zwei gleiche Teile, Hemisphären: eine nördliche und eine südliche. Der Himmelspol der nördlichen Hemisphäre liegt in der Nähe eines Sternes zweiter Größe im Sternbild des kleinen Bären *(arctos)*, der deshalb Polarstern heißt. Der nördliche Erdpol heißt wohl auch der arktische Pol, der südliche der antarktische.

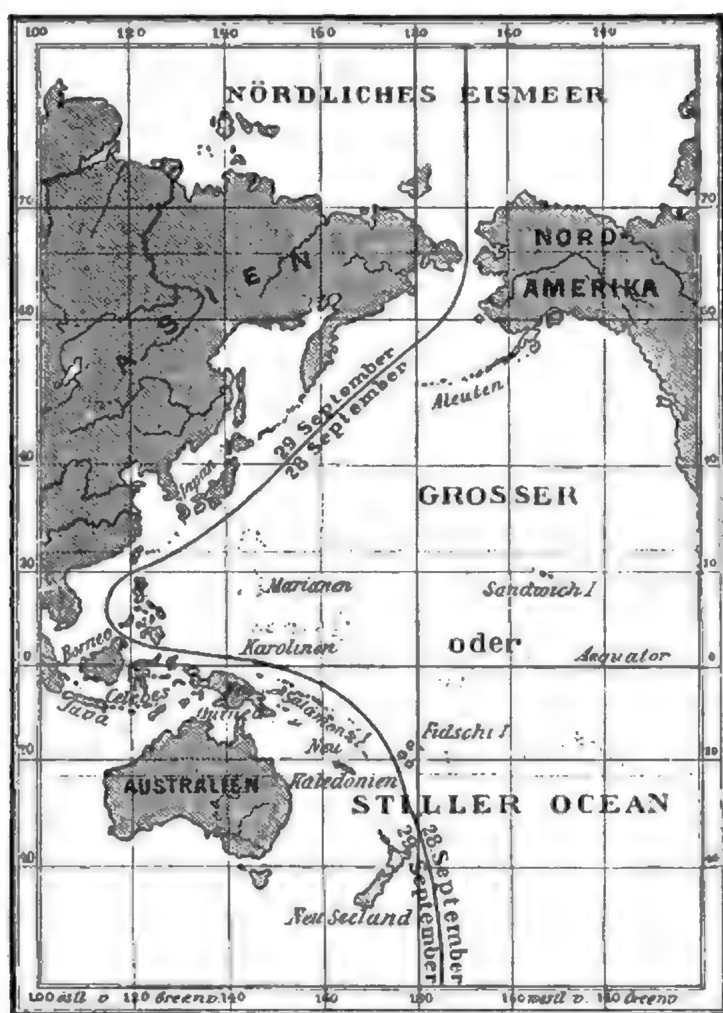
Zur unzweideutigen Bestimmung eines Punktes auf der Erdoberfläche können die Parallelkreise oder Breitegrade allein noch nicht ausreichen; auf einem bestimmten nördlichen oder südlichen Parallelkreis liegen unzählige Punkte, welche alle gleichen Abstand vom Äquator (oder vom Pole) haben. Durch ein zweites System von Kreisen, welche die Parallelkreise durchschneiden, wird aber die Aufgabe vollkommen gelöst. Legen wir Ebenen durch die Erdachse, so schneiden sie die Erdoberfläche (und das Himmelsgewölbe) in größten Kreisen, welche vom Pol zum Äquator laufen und auf diesen und sämtlichen Parallelkreisen senkrecht stehen.

Diese Kreise haben nun die wichtige Eigenschaft, dass für alle Orte, die unter demselben Halbkreise zwischen den zwei Polen liegen, die Sonne zu gleicher Zeit kulminiert, demnach der Mittag zur selben Zeit eintritt. Man nennt sie deshalb Mittagskreise, Meridiane, Stundenkreise. Da die Erde in 24 Stunden sich um 360 Grade dreht, also in einer Stunde um 15 Grade, so haben Orte, die um je 15 Meridiangrade östlicher liegen; um je eine Stunde früher Mittag. Ein Meridianunterschied von 1° bedingt also einen Zeitunterschied von 60 : 15 = 4 Minuten, eine Meridiandifferenz von 1′ in gleicher Weise eine Zeitdifferenz von 4 Sekunden.

Wenn ein Schiff nach Westen segelt, so verlängert sich sein Tag um ebensoviel Zeitminuten, als es in 24 Stunden Viertelgrade in der geographischen Westlänge gewonnen hat; bei einer vollen Erdumseglung würde es demnach einen ganzen Kalendertag verloren haben. Umgekehrt verhält es sich auf einem Schiffe, welches der Sonne entgegen nach Ost steuert, sein Tag verkürzt sich im Verhältnis zu der täglich gewonnenen Ostlänge (15 Bogen Minuten = 1 Zeitminute); es würde bei seiner Rückkehr in den Hafen, von dem es ausgesegelt, z. B. schon

Montag haben, wenn an diesem Orte erst der Sonntag gefeiert wird. Um nun mit dem Kalender der fixen Orte auf der Erdoberfläche in Übereinstimmung zu bleiben, muss das nach Westen segelnde Schiff bei Überschreitung des 180. Längegrades einen Tag überspringen, während das nach Osten segelnde Schiff dagegen einen Tag zweimal gelten lassen muss. Lägen in dieser Gegend zwei benachbarte Inseln, so müsste der Kalender der Bewohner der einen Insel von dem der andern um einen Tag differieren, wenn die Datumgrenze zwischen beiden hindurchgienge. Es würde nicht angehen, die Datumgrenze durch ein Festland gehen zu lassen, so dass man etwa aus dem Bereiche des Montages in den des Sonntages hinübergehen könnte oder umgekehrt. Der Datumwechsel ist deshalb auf den 180. Meridian und damit in den großen Ocean verlegt worden. Die nebenstehende Fig. 7 gibt den Verlauf der alten historischen Datumgrenze an, wie sie sich mit Rücksicht auf die von den Entdeckern ursprünglich mitgebrachte Zeitrechnung gestaltet hatte. Eine bemerkenswerte Stellung haben dabei die Philippinen eingenommen, welche auf dem Wege durch die Magellansstraße entdeckt und in ihren Verkehr hauptsächlich auf das spanische Amerika beschränkt, ihr altes östliches Datum bis zum Jahre 1845 beibehielten, während umgekehrt die Chatam-Insel wegen ihrer Zugehörigkeit zu Australien schon westliches Datum hatte. Wenn auf der Chatam-Insel schon der Ostersonntag angebrochen war, hatte man in Manila noch über vier Stunden lang Charfreitag. Die Verkehrsverhältnisse spielen übrigens auch jetzt noch ihre Rolle in Bezug auf die Datumsgrenze im großen Ocean. Auf den Karolinen, den Marschall-

Fig. 7.



Alte Datumgrenze.

und Kingsmill-Inseln, ja selbst auf den Samoa-Inseln (172—169 W. v. Gr.) stimmt das Datum mit dem von Australien und Ostasien überein, und wahrscheinlich auf allen Inseln, die in ihrem wirtschaftlichen Leben von Australien abhängen, während sie von Amerika durch eine breite insellose Wasserfläche getrennt sind. Der 180. Längegrad bezeichnet demnach strenge genommen nur die nautische Datumsgrenze.

Bestimmung der Lage eines Punktes auf der Erdoberfläche. Durch das System der Meridiane oder Längengrade und der Parallel- oder Breitegrade ist die Aufgabe gelöst, die Position eines Punktes der Erdoberfläche unzweideutig angeben zu können. Es entsteht nun die Frage, bei welchem Meridian man die Zählung der Längen beginnen solle. Am Himmelsgewölbe beginnen die Astronomen die Zählung der Meridiane oder Stundenkreise mit jenem Meridian, der durch den Frühlingspunkt geht, und zählen die Stundenkreise (Rektascensionen) von West nach Ost, so dass ein Stern, der in dem Stundenkreise 150 (oder *hora* 10) liegt, 10 Stunden nach dem Frühlingspunkte kulminiert. Auf der Erde gibt es keinen Meridian, der sich vor den andern auszeichnet, man muss daher willkürlich irgend einen Meridian zum ersten erwählen. Ptolemäus verlegte den ersten Meridian an die Westgrenze der damals bekannten Länder, nach den kanarischen Inseln. Die Araber rechneten nach dem Meridian von Bagdad. Nach der Entdeckung des Seeweges nach Ostindien legte man den ersten Meridian durch den Pic von Tenerife; später nahm man den Meridian der Westspitze der ebenfalls zu den Kanaren gehörigen Insel Ferro als ersten Längegrad an und Kardinal Richelieu ließ durch französische Astronomen den Abstand desselben vom Meridiane von Paris bestimmen. Diese fanden für die Westspitze von Ferro die Länge 19° 52′ West von Paris, und da man damals bei Längenbestimmungen auf einige Minuten nicht sicher war, nahm man an, Paris liege volle 20° östlich von Ferro.*) Der Meridian von Ferro ist also eigentlich ein idealer Meridian, den man gerade 20° westlich von Paris annimmt. Man rechnet die Längen von Ferro entweder nach Osten fortschreitend um die ganze Erde herum, bis man mit 360° Ost wieder bei Ferro anlangt, oder zählt 180° nach Osten und Westen von Ferro. Der Meridian von Ferro bietet den Vorteil, daß die ganze alte Welt nur östliche Längen, die neue Welt nur westliche hat. Er ist aber nur auf den Landkarten zu finden, gerechnet wird nach den Meridianen von Greenwich oder Paris, welche jetzt auch auf den Karten den Meridian von Ferro immer mehr verdrängen. Zur See behauptet der Meridian von Greenwich unbestritten den ersten Platz, weil er sich auf der umfassendsten und vorzüglichsten Sammlung von Seekarten (jener der englischen Admiralität) vorfindet und weil die verbreitetsten astronomischen Tafeln zum Seegebrauch *(Nautical Almanac)* auf denselben basiert sind. Die allgemeine Adoptierung dieses

---

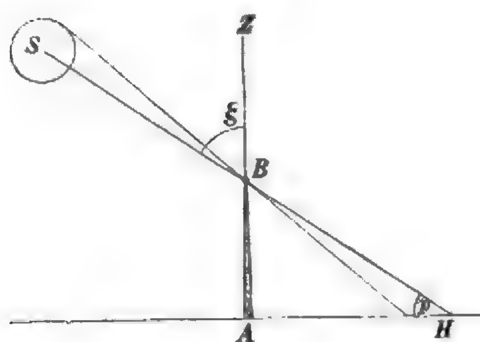
*) Spätere genauere Bestimmungen lehrten, dass die Westküste von Ferro 20° 23′ 9″ W. von Paris liegt.

ersten Meridians wäre sehr zu wünschen. Um die nach dem Pariser Meridian angegebenen Längen auf den Meridian von Greenwich zu reducieren, sind die östlichen Längen *(P)* um 2° 20′ zu vergrößern, die westlichen um ebensoviel zu vermindern, da die Sternwarte Greenwich 2° 20′ 9″ westlich von Paris liegt; die östlichen Längen nach Ferro sind um 17° 40′ zu vermindern, wenn man sie in Längen nach Greenwich umrechnen will.

Wie findet man aber nun, unter welchem Breiten- oder Längengrade irgend ein Punkt der Erdoberfläche liegt? Die Bestimmung der geographischen Länge und Breite ist die erste und wichtigste Aufgabe für den Geographen, denn sie ermöglicht es, die Lage jedes Ortes auf einen Erdglobus einzutragen, und so allmählich ein vollständig getreues Bild der gegenseitigen Lage und der Ausdehnung der geographisch wichtigen Objekte der Erdoberfläche zu erlangen.

Die Ermittelung der geographischen Breite unterliegt nach dem früher Gesagten wenig Schwierigkeiten. **Da die Polhöhe eines Ortes gleich seiner geographischen Breite ist,** so würde die Messung des Winkelabstandes des Poles vom Horizont sogleich zum Ziele führen, wenn genau am Pole ein Fixstern sich befände. Da dies nicht der Fall ist, und die dem Pol benachbarten Fixsterne kleine Kreise um denselben beschreiben, so braucht man nur abzuwarten, bis einer der Circumpolarsterne auf seiner täglichen Wanderung zuerst ober dem Pol seine größte Höhe über dem Horizont, dann unter dem Pol seine kleinste Höhe erreicht (obere, untere Kulmination). Misst man in beiden Fällen seine Höhe über dem Horizont, so ist das arithmetische Mittel dieser Höhen gleich der Höhe des Poles selbst oder gleich der geographischen Breite. Durch Bestimmung der Höhe mehrerer Circumpolarsterne bei ihrer oberen und unteren Kulmination befreit man das Resultat von zufälligen Fehlern. Ein anderes Mittel, die geographische Breite zu finden, besteht darin, dass man am Mittag, also wenn die Sonne in den Meridian tritt, ihre Höhe über dem Horizont misst. Da für jeden Tag des Jahres der Abstand des Sonnenmittelpunktes vom Äquator (die Deklination) bekannt ist, so findet man daraus die Äquatorhöhe = Sonnenhöhe — Deklination, welche, wie früher nachgewiesen, die Polhöhe (geogr. Breite) zu 90° ergänzt. Hätte man kein Winkelinstrument, um die Höhe der Sonne am Mittag messen zu können, so würde man immer noch im Stande sein, die geographische Breite dadurch annähernd zu finden, dass man die Schattenlänge eines vertikal aufgestellten Stabes *AB* (Fig. 8) zur Zeit des Mittags (also den kürzesten Schatten desselben) misst. Mit dem Sonnenzeiger (Gnomon)

Fig. 8.



Breitenbestimmung mittelst des Gnomon.

haben die Alten ihre Breitenbestimmungen ausgeführt. Man erhält so die Höhe des oberen Sonnenrandes, welche um den halben Durchmesser der Sonne (circa 16 Minuten) zu vermindern ist, um die Höhe (p) des Sonnenmittelpunktes selbst zu finden.*)

Schwieriger als die Bestimmung der geographischen Breite ist die Bestimmung der geographischen Länge. Zunächst scheint die Aufgabe allerdings einfach, denn der Längenunterschied zweier Orte muss sich in einem entsprechenden Zeitunterschied (im Verhältnis von 15° Längendifferenz für 1 Stunde Zeit-Differenz) offenbaren.

Es handelt sich also darum zu wissen, welche Zeit hat man in einem gegebenen Momente am Beobachtungsorte und an jenem Orte, von welchem man als Ausgangspunkt den Längenunterschied zählt. Die wahre Zeit am Beobachtungsorte lässt sich nun leicht ermitteln. Misst man z. B. die Höhe des oberen Sonnenrandes über dem Horizonte zu einer bestimmten Uhrzeit am Vormittage, und notiert sich wieder die Zeit, wann am Nachmittage der obere Sonnenrand wieder genau dieselbe Höhe hat (korrespondierende Sonnenhöhen), so entspricht das arithmetische Mittel der beiden Zeiten dem Momente des Durchganges der Sonne durch den Meridian, dem wahren Mittag. Hätte man nun eine gleichförmig gehende Uhr, welche bei der Abreise auf die Zeit der Greenwicher Sternwarte eingestellt worden wäre, so erführe man nun sogleich, wie viel Uhr es in Greenwich war, als am Orte der Beobachtung die Sonne durch den Meridian gieng, und damit den Zeitunterschied und die gesuchte Länge. Würde z. B. die Uhr für den Moment des Sonnendurchganges durch den Meridian am Beobachtungsorte $4^h\ 3^m\ 5^s$ wahre Zeit Greenwich angeben, so befindet sich derselbe auf 60° 46′ 15″ westlicher Länge von Greenwich.

Die Längenbestimmung durch tragbare möglichst gleichmäßig gehende Uhren, Chronometer, ist das einfachste und darum für den Seefahrer wichtigste Mittel, seine Position auf dem Meere zu bestimmen. Eine solche Uhr muss die Eigenschaft haben, einen gleichmäßigen Gang durch Wochen und Monate zu bewahren. Welche Wichtigkeit für seefahrende Nationen die Herstellung genauer tragbarer Uhren hat, mag man daraus ersehen, dass im Jahre 1714 das britische Parlament eine Belohnung von 20.000 Pf. Sterling für eine Uhr aussetzte, die nach Ablauf von 6 Wochen nur einen Fehler bis zu zwei Zeitminuten aufweisen würde. Die besten Chronometer geben jetzt, wenn an ihren Gang alle nöthigen Korrektionen angebracht werden, die Längen bis auf 10—15 Sekunden (d. i. 3—5 Kilometer circa in tropischen Gegenden) nach mehrmonatlichen Reisen.

---

*) Es ist, wenn h die Höhe des Gnomons, l die Schattenlänge AH, p die Sonnenhöhe (oder ζ deren Zenithdistanz) $h : l = \operatorname{tang} p$. So fand der Kaiser Tschu-Kong 1100 v. Chr. in Loyang, Hauptstadt der Provinz Honan in China, an einem 2.6 Meter hohen Gnomon die Schattenlänge 0.50 Meter im Sommer und 4.26 Meter im Winter. Diese Zahlen, welche bereits wegen des Halbschattens und der Strahlenbrechung korrigiert sind, geben 79° 6.3′ Sonnenhöhe im Sommersolstitium, und 31° 22.3′ Sonnenhöhe im Wintersolstitium. Daraus folgt die Schiefe der Ekliptik im Jahre 1100 v. Chr. zu 23° 52′ und die Polhöhe von Loyang 34° 45.6′.

Heutzutage hat die Genauigkeit der Chronometer schon nahezu die der Pendel-Uhren erreicht. Aber nicht bloss die Längen zur See, sondern auch jene auf dem Lande werden mit Hilfe von Chronometern bestimmt. So wurden im Jahre 1826 die Längenunterschiede zwischen Altona, Helgoland, Bremen und Greenwich durch sechsmalige Reisen mit 35 Chronometern bestimmt, 1843 reisten 68 Chronometer 15mal zwischen Pulkowa (Sternwarte bei Petersburg), Altona und Greenwich hin und her. Die Längenunterschiede zwischen Pulkowa, Archangelsk und Moskau wurden 1857 durch 4 Reisen mit 30 Chronometern ermittelt.

Bevor man die Kunst, Chronometer zu verfertigen, verstand, musste man auf andere Mittel sinnen, die Längen zu bestimmen. Auch können im Gange der Chronometer auf weiten Reisen durch die Einflüsse von Temperatur und Feuchtigkeit, durch Erschütterungen etc. Störungen eintreten, welche es immer wünschenswert machen, unabhängig von dem Gang der Uhr Längenbestimmungen vornehmen zu können. Ein Mittel hiezu bieten jene Erscheinungen am Himmel, die auf einer ganzen Erdhälfte im selben absoluten Zeitmoment beobachtet werden können. Ist das Eintreten eines solchen Ereignisses voraus berechnet worden, und findet der Seefahrer in den nautischen Jahrbüchern die Zeit angegeben, wann die Erscheinung in Greenwich gesehen wird, so findet er den Zeitunterschied zwischen seiner Position und Greenwich durch die Bestimmung der Ortszeit des Eintrittes der Erscheinung.

Ein derartiger Vorgang am Himmel, der sich hiezu eignet, ist erstlich der Eintritt des Erdschattens in die Mondscheibe bei Mondfinsternissen. Die Bestimmung desselben leidet freilich an der geringen Sicherheit, mit welcher sich der erste Moment der eigentlichen Finsternis infolge des verschwommenen Halbschattens ermitteln lässt. Dennoch blieben bis in die zweite Hälfte des 17. Jahrhunderts die Verfinsterungen des Mondes das beste Mittel zur Längenbestimmung. Schon Ptolemäus suchte aus einer 331 v. Chr. zu Arbela und Karthago beobachteten Mondfinsternis den Längenunterschied dieser Orte zu ermitteln. Columbus bestimmte durch die Beobachtung einer Mondfinsternis am 14. September 1494 bei Haiti und am 29. Februar 1504 auf Jamaika mittelst des Kalenders des deutschen Astronomen Regiomontanus die ersten Längen in Westindien.

Schärfer als der Ein- und Austritt des Erdschattens auf der Mondscheibe lassen sich der Beginn und die Phasen der Verfinsterung bei Sonnenfinsternissen beobachten. Die Vorausberechnung setzt aber schwierigere Rechnungen und eine genaue Kenntnis der Bewegungen des Mondes voraus, so dass noch Kepler, der auf diese Weise den Längenunterschied zwischen Graz und Oranienburg, der Sternwarte Tycho de Brahes, zu ermitteln suchte, denselben zu 4° 30′ statt 2° 45′ fand.

Die Verfinsterungen der Jupitermonde, welche sich viel häufiger ereignen als die Mondfinsternisse, bieten ein ferneres Mittel zur Längenbestimmung. In Calcutta beobachtete man z. B. am 27. Februar 1823

den Austritt des ersten Trabanten aus dem Schatten des Planeten um $8^h\ 44^m\ 49^s$ mittlere Zeit, nach dem astronomischen Kalender erfolgte das Ende der Verfinsterung in Paris um $3^h\ 0^m\ 47^s$, es ist daher der Zeitunterschied $5^h\ 44'\ 2''$ und die Länge von Calcutta 86° 0' 30" O von Paris. In ähnlicher Weise können Bedeckungen der Fixsterne und Planeten durch den Mond, sowie die Vorübergänge der Venus und des Merkur vor der Sonnenscheibe zu Längenbestimmungen dienen. Zur See können aber alle diese Beobachtungen wegen der Bewegung des Schiffes nicht mit hinlänglicher Schärfe gemacht werden, wohl aber kann man mit hinreichender Genauigkeit mittelst des Sextanten die Winkelabstände himmlischer Objekte bestimmen. So gewähren die derart gemessenen Entfernungen des Mondes von der Sonne oder den Fixsternen ein ferneres Mittel zur Auffindung der geographischen Länge. Diese Methode der Längenbestimmung heißt die Methode der Monddistanzen.

Der Mond vollendet in der Richtung von West nach Ost in circa 27¾ Tagen eine volle Umkreisung des gestirnten Himmels, er legt also täglich durchschnittlich einen Weg von mehr als 13° nach Osten zurück, stündlich mehr als 32.5'. Er ändert somit ziemlich rasch seine Abstände von den Fixsternen, die in der Nähe seiner Bahn liegen. Nach einem treffenden Gleichnis von John Herschel ist der Himmel ein Zifferblatt, die Gestirne die Stunden und Minutenstriche, der Mond der Zeiger auf demselben. Wenn man nach der Zeit einer Sternwarte auf etliche Jahre voraus berechnet, welche Entfernungen der Mittelpunkt des Mondes von drei zu drei Stunden von der Sonne und einigen der helleren Fixsterne hat, so kann ein Beobachter an einem entlegenen Orte zu jeder Zeit durch Messung der Distanzen des Mondes von den betreffenden Himmelskörpern erfahren, wie viel Uhr es zur Zeit seiner Beobachtung an jener Sternwarte war, deren Almanach er mit sich führt. Diese Methode, welche für die Schiffahrt von der größten Wichtigkeit wurde, hatte schon 1514 ein deutscher Astronom, Werner, in Vorschlag gebracht, sie konnte aber praktisch solange keine Anwendung finden, bis die Theorie der Bewegung des Mondes, eines der schwierigsten Kapitel der Astronomie, so weit ausgebildet worden war, um die Mondörter im voraus mit hinlänglicher Schärfe zu berechnen. Erschwerend ist noch der Umstand, dass die Distanzen des Mondes von einem Fixstern von verschiedenen Punkten der Erdoberfläche aus etwas verschieden gesehen werden. Die Lage eines nahen Gegenstandes zu einem Punkte des entfernten Hintergrundes ändert sich bekanntlich mit Veränderung unseres Standpunktes, und der Mond ist uns sehr nahe im Vergleich zu den Fixsternen und selbst zur Sonne. Kennen wir aber die Entfernung des Mondes von der Erde, so lässt sich berechnen, wie viel diese Verschiebung beträgt, oder wie diese Distanz, vom Erdmittelpunkte aus beobachtet, gesehen würde. Die Entfernung des Mondes von der Erde wurde aber erst durch den französischen Astronomen Lacaille 1754 genau festgestellt. Tychos Mondtafeln gaben die Mondörter noch bis zu 8 Bogen-

minuten fehlerhaft an, was Fehler der Längenbestimmung bis zu 4° verursachen konnte. Erst 1770 erschienen die berühmten Mondtafeln von Tobias Mayer, einem Landsmanne Keplers, welche endlich eine hinreichende Genauigkeit gewährten. Die jüngsten Vervollkommnungen der Theorie der Mondbewegung verdankt man dem Astronomen Hansen, aber selbst seine Tafeln haben sich schon als verbesserungsbedürftig erwiesen.

Es ist also kaum ein Jahrhundert her, dass der Seefahrer in der Lage ist, seine Position zur See mit der nöthigen Genauigkeit zu bestimmen.

Auf dem Festlande hat man noch ein einfaches Mittel, den Längenunterschied zweier Orte zu bestimmen. Man gibt auf einem hervorragenden Punkte Feuersignale durch Raketen, oder Abbrennen von Pulver, oder durch Sonnenlicht, das mittelst geeigneter Spiegel (Heliotrop) auf entfernte Positionen reflektiert wird.*) Genaue Bestimmungen der Zeit, zu welcher diese «Blickfeuer» wahrgenommen werden, führen zur Kenntnis des Zeit- und demnach auch des Meridianunterschiedes.

Zu diesen Methoden ist in neuester Zeit noch eine hinzugetreten, welche die älteren sämtlich an Schärfe übertrifft, und die Längenunterschiede bis auf Bruchteile von Bogensekunden festzustellen gestattet. Es ist der elektrische Telegraph, welcher diesen Dienst leisten kann. Wenn ein durch den Telegraphen gegebenes Zeichen in demselben Augenblicke, in welchem es gegeben wird, an der bestimmten Station ankäme, so hätte man nur nötig, von einem Orte zum andern die Ortszeit zu telegraphieren. Es braucht aber nicht nur der galvanische Strom, besonders in unterseeischen Kabeln, eine merkliche Zeit zur Zurücklegung der Leitung,**) sondern es ist auch einige Zeit erforderlich, bis der Elektromagnet magnetisch wird, den Anker anzieht und das nöthige Signal gibt. Man macht nun dieses unbekannte Zeiterfordernis dadurch unschädlich, dass man nicht bloß vom Orte A nach B, sondern auch wieder von B nach A zurücktelegraphiert. Liegt z. B. der erste Ort östlicher, so ist die von ihm telegraphierte Zeit voraus gegen die des Ortes B. Das Zeichen langt etwas später an, als es gegeben wurde, der Unterschied der signalisierten und der Ortszeit in B ist um die Dauer der Übertragung kleiner als die wirkliche Zeitdifferenz beider Orte. Jetzt telegraphiert aber das westlicher liegende B nach dem östlicheren A, die signalisierte Zeit ist dann zurück gegen die Zeit von A, und da während der Signalisierung die Uhr in A noch weiter vorgeht, so ist jetzt der

*) Bei der algerisch-spanischen Triangulation bediente man sich mit Vorteil zu den nächtlichen Signalen des elektrischen Lichtes, das mittelst versilberter Glasspiegel von 50 Centimeter Durchmesser reflektiert wurde. Die Entfernung der korrespondierenden 2 Paare von Stationen in Algerien und Spanien betrug 270 und 300 Kilometer (36 bis 40 deutsche Meilen).

**) Das Kabel zwischen Brest und St. Pierre (Neufundland) hat eine Länge von 4794 Kilometer. Bei der Längenbestimmung 1872 brauchte die elektrische Welle genau $0{\cdot}35^s$, um diese Strecke zurückzulegen, dies gibt eine Geschwindigkeit von bloß 13.700 Kilometer per Sekunde.

Unterschied der signalisierten und der Ortszeit um die Dauer der Übertragung größer, als die wirkliche Zeitdifferenz zwischen *A* und *B*. Der eine ermittelte Unterschied ist somit um ebensoviel zu klein, als der zweite zu groß ist, das arithmetische Mittel aus beiden muss somit den richtigen Zeitunterschied geben. Wo es sich aber wie hier um kleine Bruchteile einer Zeit-Sekunde handelt, bleibt noch eine Fehlerquelle übrig, und diese liegt darin, dass, wenn zwei Beobachter denselben Schall hören, oder dasselbe Ereignis sehen, es nicht genau auch in demselben Zeitmoment in beiden zum Bewusstsein kommt. Diese Zeitdifferenz (die sogenannte persönliche Gleichung) wird dadurch unschädlich gemacht, dass die Beobachter in *A* und *B* ihre Plätze wechseln oder durch geeignete Beobachtungen direkt die persönliche Gleichung bestimmen.

In den Jahren 1866 und 1872 wurde mittelst der transatlantischen Telegraphenkabel auf diesem Wege der Längenunterschied zwischen der Marine-Sternwarte zu Washington und der Sternwarte zu Greenwich zu $5^h\ 8^m\ 12.1^s$ ($77^0\ 3'\ 1.5''$) gefunden, und hiedurch die Längenbestimmungen in der Neuen Welt an jene der Alten Welt endgiltig angeknüpft. Der wahrscheinliche Fehler der telegraphischen Längenbestimmung zwischen Mailand und Genf-Neuenburg-Zürich im Jahre 1870 wird von Schiaparelli zu 0.3″ (6.5 Meter unter 46° Breite) berechnet. Dies mag ein Maß für die jetzt erreichte Genauigkeit telegraphischer Längenbestimmungen geben.

So viele Mittel zur Längen- und Breitenbestimmung es nun auch gibt, so würde man doch sehr irren, wenn man glauben möchte, die Längen wie die Breiten aller auf unseren Karten verzeichneten Örtlichkeiten seien schon nach einer dieser Methoden fixiert. Es gibt ausgedehnte Räume auf unserer Erde, auf welchen noch keine oder nur äußerst wenige Punkte astronomisch fixiert sind, und wir wollen nur noch kurz andeuten, auf welche Weise in solchen Fällen der Kartograph die Positionen der Örtlichkeiten auf die Karte einträgt.

Wenn der Seefahrer durch andauernd trübes Wetter an astronomischen Beobachtungen gehindert ist, bleibt ihm nur ein Mittel, seine Position annähernd zu bestimmen, das Log, mittelst welchem er den in gewissen Zeiträumen durchsegelten Weg misst, und der Kompass, der ihm die Richtung des Schiffskurses angibt. Die Länge und die Richtung des Weges in die Karte eingetragen führen offenbar zu angenäherter Kenntnis der jeweiligen Position des Schiffes. In einer ähnlichen Lage ist der Reisende, der Entdecker noch unerforschter Länderräume, wenn ihm die Kenntnis astronomischer Bestimmungen abgeht, oder die Umstände die Benützung von Instrumenten nicht gestatten. Dann können nur die durch den Kompass ermittelten Richtungen und die Längen der zurückgelegten Wegstrecken zur angenäherten kartographischen Darstellung des entdeckten Landstriches führen. Die Kartenbilder der außereuropäischen Erdteile beruhen zum Teile auf der Konstruktion dergestalt aufgenommener Reisewege (Itinerarien).

Tag- und Nachtlängen. Würde die Erdachse auf der Ebene der Erdbahn senkrecht stehen, so würde die letztere mit der Ebene des Äquators zusammenfallen. Die scheinbare Bahn der Sonne würde auch der Himmelsäquator sein, und da der über dem Horizont erscheinende Bogen des Äquators das ganze Jahr hindurch für dieselbe geographische Breite derselbe bleibt, müsste die Länge des Tages und der Nacht ebenfalls unveränderlich sein. Da aber die Erdachse um $23^1/_2{}^\circ$ von der senkrechten Stellung abweicht, so bildet auch der Himmelsäquator mit der Bahn der Sonne (der Ekliptik) einen Winkel von dieser Größe.

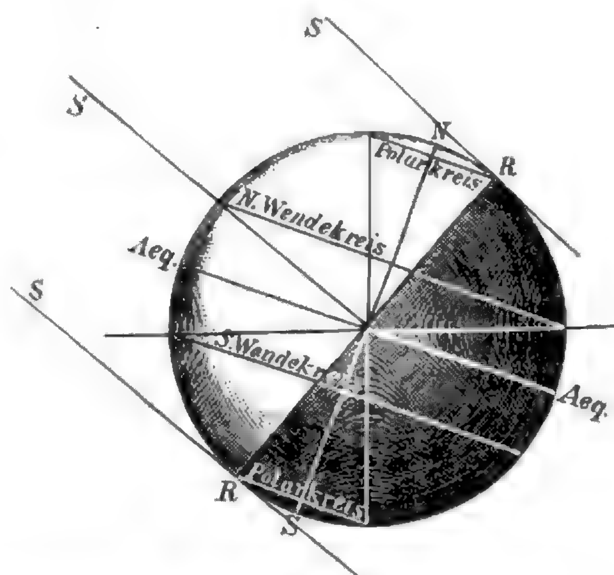
Die Sonne befindet sich während der einen Hälfte des Jahres auf der nördlichen, während der andern auf der südlichen Seite des Äquators, sie geht zweimal durch den Äquator, am 20. März, wo die südliche Deklination in die nördliche übergeht, und am 23. September, wo die Deklination wieder südlich wird. Der eine Punkt bezeichnet den Beginn des Frühlings für die nördliche Hemisphäre, der andere den Beginn des Herbstes. Nur an diesen zwei Tagen ist Tag und Nacht auf der ganzen Erde gleich lang. Diese Punkte heißen darum die Nachtgleichepunkte, und die Zeit, zu welcher die Sonne sich im Äquator befindet, heißt deshalb die Zeit der Nachtgleichen oder der Äquinoktien. Wir haben früher gesehen, dass für alle Punkte zwischen Äquator und Pol die Parallelkreise des Himmels von dem Horizont in zwei ungleiche Teile zerschnitten werden; der über dem Horizont liegende Teil eines Parallelkreises, z. B. der nördlichen Hemisphäre, ist um so größer, je größer seine nördliche Deklination ist. So wie nun die nördliche Abweichung der Sonne vom Äquator wächst, wächst der Bogen, den sie über dem Horizont beschreibt (der Tagbogen); so wie die Deklination abnimmt, werden die Tagbogen immer kleiner. Am größten wird die Tageslänge auf einer der beiden Hemisphären, wenn die Sonne die größte Deklination in derselben erreicht hat. Dann ändert sich aber auch die Tageslänge einige Zeit hindurch nur unmerklich, weil bei jedem stetigen Übergang einer Größe vom Zuwachs zur Abnahme ihre Werte um diesen Punkt herum die kleinsten Änderungen erfahren. Diese Zeitpunkte der größten Sonnenferne vom Äquator heißen darum die Solstitien.

Am Äquator selbst werden alle Parallelkreise des Himmels durch den Horizont halbiert, wenn die Sonne also auch in verschiedene Parallelkreise tritt, so kann sich die Tageslänge doch nicht ändern. Tag und Nacht ist darum am Äquator das ganze Jahr hindurch gleich lang (Äquinoktialgegend). Am Pol hinwieder sind alle Parallelkreise der einen Himmelshemisphäre vollständig über dem Horizont, sie laufen parallel mit ihm. Sobald also die Sonne den Äquator überschritten hat, kann sie für den Pol der betreffenden Hemisphäre nicht mehr untergehen. Er hat ununterbrochen Tag so lange, als die Sonne auf dieser Seite des Äquators bleibt. Mit ihrem Übertritt in die andere Hemisphäre beginnt eine ebenso lange Nacht.

Zur Beurteilung der Tageslänge unter verschiedenen Breiten an einem bestimmten Tage des Jahres führt eine einfache Konstruktion. Man

darf nur in einem Kalender für den betreffenden Tag die Deklination der Sonne aufsuchen und berücksichtigen, dass die Sonne im Zenith des gleichnamigen Breitegrades der Erdoberfläche steht. Die Schattengrenze ist dann durch Tangenten, parallel mit den Sonnenstrahlen an die Erdkugel gezogen, gegeben. Der Länge des in der Schattenzone liegenden Teiles eines Breitegrades ist die Länge der Nacht auf demselben proportional (siehe Figur 9 und 10).

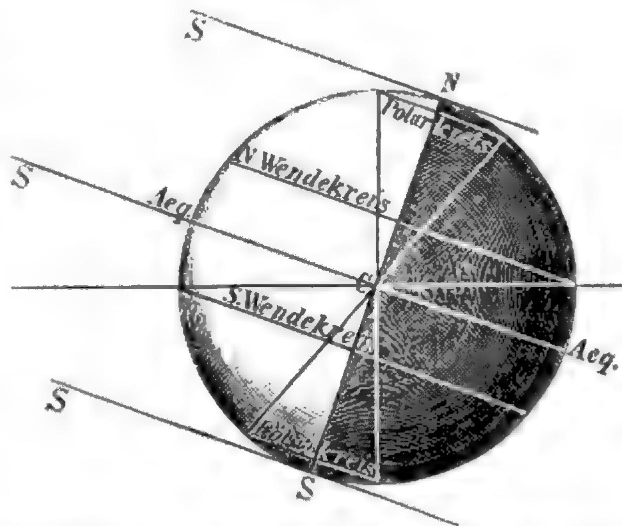
Fig. 9.



Tageslängen zur Zeit des nördlichsten Sonnenstandes.

Betrachten wir die extremen Fälle: die Sonne hat ihre nördlichste Abweichung vom Äquator erreicht, welche gegenwärtig 23° 28′ beträgt. Dann wird der Beleuchtungszustand der Erdkugel durch Fig. 9 dargestellt. Die Sonne steht dann im Zeichen des Krebses, und da der Parallelkreis von 23° 28′ der nördlichste ist, für den die Sonne überhaupt noch in das Zenith tritt, heißt er der Wendekreis des Krebses. Von der Umgebung des Nordpols taucht nun der ganze Raum vom Pol bis zu 23° 28′ Abstand, also bis zu 66° 32′ nördl. Breite gar nicht in die Schattenzone ein, der Tag währt dort volle 24 Stunden hindurch. Da der Parallelkreis von 66° 32′ der niedrigste Breitegrad ist, für welchen die größte Tageslänge 24 Stunden erreicht, so hat man den Breitekreis von 66° 32′ zur Grenze der Polarregion gewählt und ihn Polarkreis genannt. Auf der südlichen Hemisphäre bezeichnet eben dieser Breitekreis die Grenze jenes Raumes, der bei dem bezeichneten Stande der Sonne gar nicht aus der Schattenzone heraustritt, somit eine 24stündige Nacht hat. Die Polarkreise umschließen somit jene Umgebungen der Pole, für welche während der einen Hälfte des Jahres der längste Tag, während der andern Hälfte die längste Nacht 24 Stunden erreicht und überschreitet.

Fig. 10.



Tageslängen zur Zeit, da die Sonne im Äquator steht.

Die Tageslänge in einer gewissen Breite, z. B. unter dem Wendekreis, lässt sich ebenfalls annähernd aus der Zeichnung bestimmen.

Beträgt die Deklination der Sonne 23° 28′ Süd, so sind die Beleuchtungsverhältnisse der südlichen Halbkugel genau dieselben, welche wir beim nördlichsten Stande der Sonne auf der Nordhalbkugel gefunden haben; der Polarraum innerhalb 66° 32′ Süd hat 24stündigen Tag, innerhalb 66° 32′ Nord 24stündige Nacht. Die Sonne steht dann im Zeichen des Steinbocks, daher der Breitekreis von 23° 28′ Süd auch der **Wendekreis des Steinbocks** heißt.

Figur 10 stellt die Beleuchtungsverhältnisse der Erdkugel vor zur Zeit, wo die Sonne im Äquator steht, also am 20. März und 23. September. Alle Parallelkreise werden durch die Schattengrenze halbiert, Tag und Nacht ist auf der ganzen Erde gleich lang. Für den einen Pol beginnt der 6monatliche Tag, für den andern die 6monatliche Nacht.

Die Dauer des längsten und kürzesten Tages unter verschiedenen Breitegraden ersieht man aus folgender Tabelle:

Breite	10	20	30	40	50	60
längster Tag	$12^h\ 35^m$	$13^h\ 13^m$	$13^h\ 56^m$	$14^h\ 51^m$	$16^h\ 9^m$	$18^h\ 30^m$
kürzester „	11 25	10 47	10 4	9 9	7 51	5 30

Für die Orte innerhalb der Polarkreise wechselt die Dauer des Tages zwischen 0 und 24 Stunden. Die Sonne verweilt vom 20. März bis 23. September, also 186 Tage, nördlich vom Äquator, daher nur 179 Tage auf der südlichen Hemisphäre des Himmels. Da während der ganzen Dauer der nördlichen Deklination die Sonne für den Nordpol nicht untergeht, für den Südpol aber unter dem Horizont bleibt, so ist die Tagesdauer in der nördlichen Polarregion länger als innerhalb der südlichen Polarregion, wo hingegen die Nächte in demselben Maße länger sind. Die Dauer des längsten und kürzesten Tages in der nördlichen Polarregion wird aus folgender Tabelle ersichtlich:

Nördliche Breite	70	75	80	85	90
beständiger Tag	65	103	134	161	186 Tage
beständige Nacht	60	97	127	153	179 „

Für die südliche Hemisphäre entspricht hingegen die dritte Columne der Dauer des Tages und die zweite der Dauer der Nacht.

Wirkliche Tageslängen unter verschiedenen Breiten. Die oben angegebenen Tageslängen entsprechen aber nicht der wirklichen Dauer des Tages in den betreffenden Breiten, weil hiebei auf den Einfluss der Atmosphäre der Erde sowie auf den Durchmesser der Sonne keine Rücksicht genommen ist. Da der scheinbare Halbmesser der Sonne etwa 16^m beträgt, so erscheint der Sonnenrand schon früher über dem Horizont und sinkt später hinab (bei uns um circa 2 Minuten) als die für den Sonnen-Mittelpunkt geltende Rechnung ergibt. Den wesentlichsten Einfluss aber nimmt die Atmosphäre auf die Verlängerung des Tages durch die

Brechung, welche die Lichtstrahlen in derselben erleiden, von welcher schon oben die Rede war. Indem der von außen in dieselbe eintretende Lichtstrahl auf immer dichtere Luftschichten trifft, schlägt er, wie die Physik lehrt, einen krummlinigen Weg ein, dessen Konkavität nach unten gekehrt ist. Ein Beobachter im O (Figur 11) sieht den Punkt *a* höher über dem Horizont in *a'*, als er ihn ohne das Dazwischentreten der Atmosphäre sehen könnte. Diese Krümmung des Lichtstrahles, welche a s t r o n o m i s c h e Strahlenbrechung (Refraktion) genannt wird, wenn der Lichtstrahl von außen kommt, dagegen t e r r e s t r i s c h e Strahlenbrechung, wenn der ganze Weg des Strahles innerhalb der Atmosphäre liegt (wie bei der auf Seite 5 besprochenen Erscheinung) ist am größten, wenn derselbe die Erdoberfläche tangiert, also im Horizont; sie vermindert sich, je höher *a* über dem Horizont heraufsteigt, und wird gleich null im Zenith, bei senkrechtem Einfallen des Strahles. Für den Horizont beträgt der Winkel *aOa'* unter mittleren atmosphärischen Zuständen 34 Minuten, (Horizontal-Refraktion.) In den Polarregionen erreicht er aber $1^1/_2{}^\circ$ und noch mehr, da die unteren Schichten wegen der großen Kälte sehr dicht sind. Wir sehen daher Sonne und Gestirne schon über dem Horizont, wenn sie thatsächlich noch unterhalb desselben sich befinden. Dadurch, dass die Atmosphäre das Sonnenlicht reflektiert, entsteht die allgemeine Tageshelle, das sogenannte diffuse Tageslicht, das auch in die Schatten hineinleuchtet und ihre Schärfe und Dunkelheit mildert. Es bleibt deshalb auch noch längere Zeit helle, nachdem die Sonne schon unter den Horizont hinabgesunken ist. Die erleuchtete Atmosphäre spendet uns noch, nachdem schon die Schattengrenze über uns hinweg gegangen ist, das «Dämmerlicht». Die Beobachtungen haben ergeben, dass, wenn die Sonne 6 bis 8° unter dem Horizont sich befindet, es in den Wohnungen anfängt dunkel zu werden (bürgerliche Dämmerung, welche natürlich nicht scharf sich begrenzen lässt) und wenn sie bis 16° hinabgesunken ist,*) die Sterne 6. Größe sichtbar werden, was als Eintritt der vollen Nacht und als Ende der a s t r o n o m i s c h e n D ä m m e r u n g angesehen wird. Je steiler die tägliche Bahn der Sonne gegen den Horizont geneigt ist, desto kürzer ist die Dämmerung, am kürzesten also unter dem Äquator, wo sie auf dem Horizont senkrecht steht, am längsten in höheren Breiten zur Zeit der Solstitien. In jener Breite, wo die Sonne auch um Mitternacht sich nicht mehr tiefer als 16° unter dem Horizont befindet, schließt sich an das Ende der Abenddämmerung sogleich die Morgendämmerung an, es gibt keine wirkliche Nacht mehr. Diese hellen Nächte beginnen unter $50^1/_2{}^\circ$ Breite.**)

Fig. 11.



*) Nach B r a v a i s, J. S c h m i d t, B e h r m a n n, früher nahm man meist 18°.

**) Nach der an sich klaren Relation $90^\circ - \delta - \varphi = 16^\circ$, wenn δ die Deklination der Sonne, φ die geographische Breite bezeichnen.

In den Circumpolar-Regionen, wo die Bahn der Sonne sehr schief zum Horizont, nahezu demselben parallel, verläuft, wird die Tageslänge durch das Dämmerlicht in hohem Maße verlängert und die Polarnacht sehr abgekürzt. Unter 60° gibt es vom 27. April bis 15. August keine wirkliche Nacht mehr, unter 70° vom 30. März bis 12. September, unter 80° vom 4. März bis 8. October, am Pol selbst vom 4. Februar bis 6. November. Die volle Nacht währt daher am Pol kaum 13 Wochen.

Unter dem Äquator beträgt die Verlängerung des Tages durch das Refraktionslicht nicht ganz 5 Minuten, unter 50° Breite durchschnittlich 9 Minuten. Viel größer ist der Einfluss des Dämmerlichtes. Unter dem Äquator wird die Nacht dadurch verkürzt um 2 Stunden 42 Minuten (Dauer der astronomischen Morgen- und Abenddämmerung zusammen), unter 50° Breite im Februar und November (kürzeste Dämmerung) um 3½ Stunden, im Juni (längste Dämmerung) um 7 Stunden 52 Minuten. (Unter 40° Breite betragen diese Extreme nur 3 Stunden und 4 Stunden.) Unter 70° währt die Dämmerung im December und Januar 10 bis 11 Stunden, während die Sonne selbst nicht mehr über dem Horizont erscheint. Die gesammte Dauer des Sonnenlichtes, Refraktions- und Dämmerlichtes während eines ganzen Jahres beträgt in Tagen (t) und Stunden (h)

	Sonnenlicht überhaupt	Refraktionslicht allein	Astronomische Dämmerung	Volle Nacht*)
Am Nordpol . .	186ᵗ 11ʰ	2ᵗ 22ʰ	94ᵗ 16ʰ	84ᵗ 3ʰ
in 40° Breite . .	183 8	1 14	49 2	132 20
am Äquator . .	182 15	1 5	36 1	146 14

(**Dämmerungs-Erscheinungen und Zodiakallicht.**) Wenn die Sonne eben im Westen hinabgesunken ist, so bemerkt man nach einer Weile am gegenüberliegenden Punkte des Horizonts im Osten das Heraufsteigen eines dunkelblauen Kreissegmentes, welches mit einem rosafarbenen Saum umgeben ist. Es ist dies der Schatten, welchen die Erdkugel in die Atmosphäre wirft, und der röthliche Saum desselben wird durch den Reflex jener Strahlen gebildet, welche die Erdoberfläche tangiert haben, also den längsten Weg durch die trübsten dichtesten Schichten der Atmosphäre zurückgelegt haben. Man beobachtet diese schöne Erscheinung am besten an heiteren Herbst- und Frühlingstagen, bei Sonnenaufgang, wie bei Sonnenuntergang. Der Erdschatten rückt immer schneller herauf, erreicht das Zenith, und senkt sich dann nach Westen hinab, um am Horizont unterzutauchen.

Die eingehendste und getreueste Beschreibung der Dämmerungserscheinungen verdankt man W. v. Bezold. Die prachtvollen Dämmerungserscheinungen im Herbst 1883 und im Winter 1883/84, die dem Ausbruche des Vulkans Krakatau (zwischen Sumatra und Java) von Mai bis August 1883 gefolgt sind, haben die Aufmerksamkeit weiter Kreise auf diese früher

*) Die Kolumnen 2, 4, 5 geben zusammen 365 Tage 6 Stunden.

ziemlich unbeachtet gebliebene atmosphärisch-optische Erscheinung gelenkt. Wir wollen deshalb die Hauptstadien derselben nach Bezold kurz in Erinnerung rufen. Während der rote Dämmerungsbogen von Osten gegen das Zenith heraufsteigt, wird der helle gelbe Schein über dem Orte, wo die Sonne untergegangen, immer intensiver und geht in Orange über, während der Himmel oberhalb rasch dunkler wird. Nun aber tritt auf diesem Teile des Himmels in circa 25° Höhe über dem Horizont ein purpurner Farbenton auf, der sich rasch ausbreitet und eine kreisförmige Form annimmt. Der untere Teil des purpurnen Kreises gleitet in der Folge unter den gelben Dämmerungsbogen in West hinab. Dieses erste Purpurlicht am Westhimmel erreicht das Maximum der Intensität, wenn die Sonne $3^1/_2$ bis $4^1/_2$ Grad unter den Horizont hinabgesunken ist. Gegen West gekehrte Mauern werden in seinem Scheine wieder hellrosa bis fleischfarb; die Felsen und Schneefelder der Gebirge zeigen die Erscheinung des Nachglühens (Alpenglühen), das sich besonders effektvoll von dem schon dunkler gewordenen Himmelsgrunde abhebt.

Das Centrum des Purpurlichtes senkt sich nun rasch gegen den Horizont und dasselbe breitet sich horizontal aus. Dem Verschwinden des Purpurlichtes folgt eine rasche Abnahme des Tageslichtes, es bezeichnet das Ende der bürgerlichen Dämmerung, bei einer Sonnentiefe von circa 6 Grad. Wolkenschatten lassen oft erkennen, dass das Purpurlicht auch hinter dem gelben Segment vorhanden ist, also höheren Teilen der Atmosphäre als dieses seine Entstehung verdankt. Am Osthimmel zeigen sich nach dem Verschwinden des Purpurlichtes die Spuren eines zweiten dunklen Segments, dessen obere Grenze aber unbestimmt bleibt.

Unter günstigen Verhältnissen tritt auch eine Wiederholung der Erscheinungen am Westhimmel ein, aber in abgeschwächter Form. Das gelbe Segment leuchtet wieder heller auf und über demselben entwickelt sich ein zweites Purpurlicht, in nahe gleicher Höhe, aber von mehr gelbroter Farbe. Dasselbe sinkt dann allmählich hinab unter den zweiten gelben Dämmerungsbogen, nach dessen Verschwinden nun auch die astronomische Dämmerung endet. Das zweite Purpurlicht verursacht zuweilen noch ein zweites Nachglühen der Schneegipfel auf dem Hintergrunde des nun fast schon nächtlich gewordenen Himmels.

Das Purpurlicht verdankt nach Kießling und Riggenbach einer Beugung des Sonnenlichtes durch atmosphärische Trübungen (feine Stäubchen) seine Entstehung. Dasselbe kann erst sichtbar werden, wenn die vorliegende hellere Schichte genügend weit hinabgesunken, und dies ist in 25 Grad Höhe über dem Horizonte der Fall, wenn die Sonne schon 3 bis 4 Grad sich unter demselben befindet. Der obere Rand des Purpurlichtes erscheint in einer atmosphärischen Schichte von 18 bis 22 Kilometer Höhe. Feine Federwolken (Cirrus)-Schleier haben großen Einfluss auf die Intensität desselben. Das zweite Purpurlicht ist ein Wiederschein des ersten, welcher durch feine Cirrusschleier besonders begünstigt wird.

Im Spätherbst und Winter 1883/84 sind die obengeschilderten Dämmerungserscheinungen mit einer außerordentlichen Intensität und langen Dauer aufgetreten, so dass sie die allgemeine Aufmerksamkeit und Verwunderung erregt haben.

Das Purpurlicht war viel ausgedehnter und überzog den größten Theil des Himmels mit seinen roten Tönen, während es sonst selten das Zenith erreicht. Ganz enorm aber war die Ausdehnung und Intensität des zweiten Purpurlichtes und dessen lange Dauer.*) Während dasselbe sonst bei einer Sonnentiefe von 10 bis 11 Grad erloschen ist, hielt es sich im August und September 1883 bis zu einer Sonnentiefe von 18 Grad und später abnehmend bis zu einer Sonnentiefe von 17 bis 16 Grad. Die außerordentliche Intensität und Dauer der Dämmerung kann wohl nur durch die damals in besonders große Höhen der Atmosphäre hinaufreichenden Trübungen derselben verursacht worden sein, und als die Ursache derselben nimmt man den vom Vulkan Krakatau, der durch die letzten Explosionen im August 1883 größtentheils in die Luft geblasen worden ist, in die Atmosphäre geschleuderten feinen vulkanischen Staub an. Die Höhe dieses Dunstnebels berechnet sich aus der Dauer des zweiten Purpurlichtes im August (1883) zu 32 Kilometer, vom September bis November zu 25 Kilometer, im December und Januar (1884) nur mehr zu 19 und 17 Kilometer, er hat sich allmählich um 15 Kilometer gesenkt. Damit haben dann auch die außerordentlichen Dämmerungserscheinungen allmählich ihr Ende gefunden. Die Tafel «Dämmerungs-Erscheinungen» (dem Bericht der Royal Society über den Ausbruch des Krakatau entnommen) zeigt einige Stadien dieser ungewöhnlichen Dämmerung nach einer Auswahl von Farbenskizzen die W. Ascroft bei London aufgenommen hat. Das Bild für $4^h\ 20^m$ zeigt die gewöhnliche Dämmerung (Sonnenuntergang $3^h\ 57^m$), um $4^h\ 30^m$ wurde das gelbe Segment wieder hell leuchtend, das Bild um $4^h\ 40^m$ zeigt das darauf folgende Auftreten des zweiten Purpurlichtes, und jenes für $5^h\ 10^m$ das Erlöschen desselben.

Nachdem die letzten Spuren der Dämmerung verschwunden sind, beobachtet man, bei uns am besten von Mitte Februar bis Mitte März, das Sichtbarwerden eines hellen Lichtkegels an jener Stelle des Horizonts, wo die Sonne untergegangen ist. Es ist dies das «Zodiakallicht», so genannt, weil die Achse dieses Lichtkegels stets im Tierkreis (oder in der scheinbaren Bahn der Sonne, in der Ekliptik, liegt, demnach in unseren Breiten nach Süden geneigt schief auf dem Horizont steht; in der Äquatorialgegend steht sie dagegen senkrecht auf demselben.) Der Scheitel dieses Lichtkegels erreicht in den äußersten Fällen einen Abstand von 100 Grad von der Sonne. Unsere Farbendrucktafel stellt das Zodiakallicht dar, wie es von Piazzi Smyth auf dem Meere an der Küste von Portugal gesehen wurde, in der günstigsten Zeit zu Anfang März.

*) Ricco in Palermo schätzte die Intensität des zweiten Purpurlichtes im December 1883 auf 8.2, im April 1894 nur mehr auf 0.9 (nach seiner Skala) — die Dauer erreichte zuweilen 2 Stunden nach Sonnenuntergang.

Krakatau Dämmerungs-Erscheinungen

aufgenommen zu Chelsea, London am 26 Novbr 1883



Um $4^h\ 20^m$ Abends



Um $4^h\ 40^m$ Abends



Um $5^h\ 15^m$ Abends



ALLGEMEINE ERDKUNDE

ZODIACAL-LICHT GESEHEN AN DER KÜSTE VON PORTUGAL

40°29' N.Br. AM [illegible] MÄRZ [illegible] UHR 20 M. ABENDS

NACH PIAZZI SMYTH

Der Zodiakalkegel erreicht seine größte Helligkeit zur Zeit der kürzesten Dämmerung; am Äquator, wo die Dämmerung stets sehr kurz ist, bleibt er an günstigen Punkten das ganze Jahr hindurch deutlich sichtbar. Bei uns ist er im Herbst vor Sonnenaufgang besser zu sehen als bei Sonnenuntergang; in dem übrigen Teil des Jahres, wo die Ekliptik sehr stark geneigt zum Horizont ist, verschwindet der schwache Lichtkegel in der Trübung der unteren atmosphärischen Schichten. Das Zodiakallicht stellt einen lang gestreckten elliptischen Lichtstreifen vor, welcher sich, scheinbar zu beiden Seiten von der Sonne ausgehend, in die Ekliptik erstreckt. Die Natur dieser Erscheinung ist noch räthselhaft.

Die spektroskopische Untersuchung des Zodiakallichtes hat es höchst wahrscheinlich gemacht, dass dasselbe größtenteils reflektiertes Sonnenlicht ist. Angström und Vogel haben aber außerdem noch die gelbgrüne Nordlichtlinie in demselben gefunden, was auf eine eigene Lichterscheinung im Zodiakallicht hindeuten würde. Das kontinuierliche Spektrum des Zodiakallichtes dagegen würde den Schluss gestatten, dass dasselbe reflektiertes Sonnenlicht ist, welches vielleicht von einem Schwarm von Meteoriten herrührt, welche in dem Raum zwischen Sonne und Erde sich befinden. Es gibt aber auch manche Erscheinungen, welche darauf hindeuten könnten, dass das Zodiakallicht der Erde selbst angehört. Nur insoferne, als diese Frage noch nicht entschieden ist, nnd das Zodiakallicht vielleicht noch als ein irdisches Phänomen erkannt werden möchte, kann es einen Platz in der allgemeinen Erdkunde beanspruchen.

Klimagürtel und Jahreszeiten. Die Wärmemenge, welche ein Ort auf der Erdoberfläche von der Sonne erhält, hängt nicht allein von der Dauer des Tages ab, sondern auch von der Höhe über dem Horizont, welche die Sonne um Mittag erreicht. Will man die Sonnenhöhe um Mittag für einen bestimmten Ort und einen bestimmten Tag erfahren, so bietet jeder astronomische Kalender, welcher die Deklination der Sonne für jeden Tag des Jahres enthält, die hiezu nötigen Daten. Die Sonnenhöhe um Mittag erhält man, wenn man zur Äquatorhöhe (das ist 90° — der geographischen Breite) die mit der geographischen Breite gleichnamige Deklination addiert, die entgegengesetzte subtrahiert. So findet man für Wien unter 48° 13′ N. Br. oder 41° 47′ Äquatorhöhe die kleinste Sonnenhöhe am 21. December 18° 19′, die größte Sonnenhöhe am 21. Juni 65° 15′.

Nach diesen Verhältnissen der Erleuchtung und Erwärmung teilt man die Erdoberfläche in fünf Zonen oder mathematische Klimagürtel: 1. Die heiße Zone, der Tropengürtel, zu beiden Seiten des Äquators bis zu den Wendekreisen. Die Sonne kommt an jedem Orte zweimal in das Zenith, nur am Wendekreis selbst bloß einmal zur Zeit der größten Deklination. 2. Die beiden gemäßigten Zonen, die nördliche und die südliche, zwischen den Wendekreisen und den Polarkreisen. Die Sonne erreicht zu keiner Zeit das Zenith, bleibt aber auch niemals 24 Stunden unter dem Horizont. 3. Die beiden Polarzonen innerhalb des nördlichen

und südlichen Polarkreises; die Sonne bleibt von 24 Stunden am Polarkreis bis zu 6 Monaten am Pol selbst unter dem Horizont.

Die ungleiche Dauer des Tages und die Änderung der größten täglichen Sonnenhöhe im Laufe des Jahres bedingen den Wechsel der irdischen Jahreszeiten. Dieser Wechsel müsste verschwinden, wenn die Sonne immer im Äquator bliebe, die Ekliptik mit dem Himmelsäquator zusammenfiele, d. i. die Erdachse senkrecht auf der Ebene der Erdbahn stehen würde. Dann würden die Erleuchtungs- und Erwärmungsverhältnisse, wie sie im Frühlinge und Herbst stattfinden, das ganze Jahr hindurch die herrschenden sein. Mit der Zunahme der Neigung der Erdachse oder der Schiefe der Ekliptik hingegen müssen sich die Unterschiede der extremen Jahreszeiten verschärfen, und da in der That die Neigung der Erdachse einer periodischen Abnahme und Zunahme unterliegt, so werden dadurch auch säkuläre Verminderungen und Verschärfungen des Unterschiedes zwischen Sommer und Winter verursacht, welche aber wie die Änderungen der Neigung selbst nie sehr beträchtlich werden können.

Mit dem Eintritt der Sonne in den Äquator (Äquinoktien) am 20. März und 23. September beginnen astronomisch Frühling und Herbst der nördlichen Hemisphäre; der 21. Juni und 21. December (die Solstitien) bezeichnen den Beginn des Sommers und des Winters derselben. Die südliche Hemisphäre hat stets die entgegengesetzte Jahreszeit von der, welche gleichzeitig auf der nördlichen Hemisphäre herrscht. Der Frühling dauert 92 Tage 22 Stunden, der Sommer 93 Tage 14 Stunden, der Herbst 89 Tage 17 Stunden, der Winter 89 Tage 1 Stunde. Es sind demnach auf der nördlichen Hemisphäre Frühling und Sommer (186 Tage 12 Stunden) um nahezu 8 Tage länger als Herbst und Winter (178 Tage 18 Stunden); für die südliche Hemisphäre ist hingegen die Dauer des Winterhalbjahrs um ebensoviel länger. Die Ursache des um nahezu 8 Tage längeren Verweilens der Sonne auf der nördlichen Seite des Äquators ist die elliptische Gestalt der Erdbahn und die Lage ihrer großen Achse (der Apsidenlinie). Vom 20. März bis 23. September bewegt sich die Erde infolge ihrer Sonnenferne mit verminderter Geschwindigkeit, vom 23. September bis 20. März um die Zeit des Periheliums mit beschleunigter Geschwindigkeit. Zudem ist der Weg (Fig. 4 auf S. 9) von *F* über *A* nach *H* länger, als der von *H* über *P* nach *F*, weil die Linie, welche die Äquinoktialpunkte verbindet, die Erdbahn nicht halbiert. Da aber die Apsidenlinie sowohl als die Äquinoktialpunkte eine fortschreitende eigene Bewegung haben, so ist der gegenwärtige Zeitunterschied der Jahreszeiten kein dauerndes Verhältnis. Der Winkelabstand des Periheliums (die Länge des Periheliums) vom Frühlingspunkt (*F'A'* in Fig. 5 auf S. 10) betrug im Jahre 1800 99° 30, und da er jährlich um 61 Sekunden wächst, so wird die Länge des Periheliums um das Jahr 6500 180 Grad sein und die Apsidenlinie mit der Äquinoktiallinie zusammenfallen. Dann wird die Strecke vom Frühlingsäquinoktium zum Herbstäquinoktium und vom Herbst- zum Frühlingsäquinoktium in gleichen Zeiten durchlaufen, Frühling

plus Sommer ist gleich Herbst *plus* Winter. Im fortschreitenden Verlauf dieser Änderungen wird die Länge des Periheliums auf 270 Grad anwachsen, die größte Sonnennähe wird auf das Sommersolstitium fallen und es werden Frühling und Sommer der nördlichen Hemisphäre kürzer als Herbst und Winter; die jetzige Begünstigung der nördlichen Halbkugel wird dann der südlichen zuteil. Etwa im Jahre 4000 v. Chr. war die Länge des Periheliums o und das Sommerhalbjahr gleich dem Winterhalbjahr. So oft die Länge des Periheliums o Grad oder 180 Grad beträgt, findet stets dieses Gleichmaß statt, wenn dieselbe aber 90 Grad oder 270 Grad beträgt, so sind die Unterschiede in der Dauer der Jahreszeiten am größten.

Bestimmung der Größe und Gestalt der Erde. Schon im Altertume hatte man sich bemüht, die Größe der Erde zu ermitteln. Nachdem man die Überzeugung erlangt hatte, dass die Erde eine Kugel sei, konnte der Versuch, durch Messung einer bestimmten Strecke auf der Erdoberfläche zur Kenntnis des ganzen Erdumfanges und dadurch auch der Größe der Oberfläche und des Halbmessers zu gelangen, nicht mehr unausführbar erscheinen. Kennt man auf einer Kugeloberfläche die Länge des Bogens von 1 Grad auf einem größten Kreise (das ist ein Kreis auf der Kugeloberfläche, dessen Mittelpunkt mit dem Mittelpunkt der Kugel zusammenfällt), so liefert die Multiplikation mit 360 den Umfang der Kugel. Am einfachsten ist es, die Länge eines Meridianbogens von 1 Grad zu bestimmen. Der erste, der nach dieser Methode die Erde wirklich gemessen hat, war der Athenienser Eratosthenes circa 200 v. Chr., den Ptolemäus an die alexandrinische Bibliothek berufen hatte. Eratosthenes wählte zu seiner Messung den Erdbogen zwischen Alexandrien und Syene (jetzt Assuan) am oberen Nil, von welchen Orten er annahm, sie lägen unter demselben Mittagskreis. Es handelte sich hier offenbar um zwei Bestimmungen verschiedener Art. Zunächst galt es, das Winkelmaß des Bogens, also den Unterschied der geographischen Breite von Alexandrien und Assuan zu ermitteln, dann die lineare Größe des Bogens nach irgend einem Längenmaß zu messen. Man wusste nun, dass in Syene im Hochsommer die Sonne keinen Schatten wirft und hatte, um diese Thatsache außer Zweifel zu setzen, daselbst einen Brunnen gegraben, welcher im Altertum sehr berühmt war, dessen Grund die Sonne einmal im Jahre mit ihren Strahlen erleuchtete. Syene lag also unter dem Wendekreis. Eratosthenes bestimmte daher am längsten Tage, wo zu Syene die Sonne im Zenith stand, die Mittagshöhe derselben zu Alexandrien mittelst eines Gnomons. Da nun derselbe eine Zenithdistanz der Sonne von $7^\circ\ 12'$ ergab, so war der Breitenunterschied zwischen Alexandrien und Syene gleich dem 50. Teil der Kreisperipherie. Die Entfernung beider Orte veranschlagte er nach der Zahl der zwischen beiden liegenden «Nomen» (Feldeinteilung zur Einhebung der Grundsteuer) zu 5000 Stadien, und erhielt so für den Erdumfang $5000 \times 50 = 250.000$ Stadien. Da das

alexandrinische Stadium gleich 158 Meter gesetzt werden darf, ergibt sich der Erdumfang zu 5323 geographische Meilen. Die nahe Übereinstimmung mit dem wahren Erdumfang von 5400 deutsche Meilen ist zufällig, indem sich die Fehler der Breiten-Bestimmung und der Entfernung gegenseitig ziemlich aufheben.

Eine zweite Erdmessung wurde im Altertum ebenfalls im Oriente durch die Araber ausgeführt unter dem Kalifen Al Mamum 827 n. Chr.

Erst die dritte Gradmessung wurde in Europa und zwar im Jahre 1525 von dem französischen Arzte und Mathematiker Fernel vorgenommen. Er maß einen Grad im Meridian: Paris-Amiens durch Zählung der Umdrehungen eines Wagenrades. Sein Resultat 57.070 Toisen (à 6 Pariser Fuß) war nur um 13 Toisen von den neuesten Bestimmungen verschieden.

Die direkte Abmessung einer so großen Wegstrecke auf demselben Mittagskreis kann nie auf die größte Genauigkeit Anspruch machen, und man hat daher auch das so günstige Ergebnis von Fernels Messung dem Zufall zugeschrieben. Es war darum der wichtigste Fortschritt der Erdmessung, als der Holländer Willebrord Snellius (1617) sich dazu des trigonometrischen Verfahrens bediente. Snellius maß zuerst auf ebenem Grunde eine gerade Linie oder eine sogenannte Standlinie (Basis) von 17 Ruten, begab sich dann nach dem einen und dann nach dem anderen Endpunkte und bestimmte dort die Winkel, welche die Standlinie mit den Visirlinien irgend eines entfernten Gegenstandes, z. B. eines Turmes, bildete. Durch die Grundlinie und die anliegenden Winkel ist aber ein Dreieck vollkommen bestimmt, und daher auch die Länge der beiden anderen Seiten bekannt. Eine dieser letzten Seiten diente ihm nun wieder als Basis eines neuen Dreiecks, an welches er ein drittes und so eine ganze Kette von Dreiecken anschließen konnte, bis er hierdurch zwei Punkte der Erdoberfläche von genügendem Abstand auf solche Weise verbunden hatte. In dieser Weise maß er die Größe eines Erdbogens zwischen Bergen op Zoom und Alkmaar und fand die Größe eines Grades zu 55.021 Toisen, welchen Wert er später selbst auf 57.033 Toisen verbessert haben soll. Snellius wurde so der Begründer der gegenwärtigen Methode der Gradmessungen durch Triangulation. In der Ausführung dieser Methode hat man freilich jetzt eine unvergleichlich größere Genauigkeit erreicht.

Immer noch galt die Erde als eine vollkommene Kugel. In der zweiten Hälfte des 17. Jahrhunderts fing man an, aus theoretischen Gründen und nach den Ergebnissen von Beobachtungen auf eine Abweichung von der Kugelgestalt zu schließen. Schon Picard hatte aufmerksam gemacht, dass aus einigen Beobachtungen zu folgern sei, dass man ein Sekundenpendel verkürzen müsse, wenn man es dem Äquator näher bringe. Im Jahre 1672 sandte die französische Akademie auf Betreiben des Astronomen Dominique Cassini eine Expedition unter Jean Richer nach Cayenne, um neben anderen wissenschaftlichen Fragen

auch die zu beantworten, ob man wirklich das Sekundenpendel am Äquator verkürzen müsse. In der That fand Richer, dass das Pariser Sekundenpendel zu Cayenne unter 4° 56′ n. Br. langsamer sich bewegte, so dass es nötig war, es um 1¼ Linie zu verkürzen, damit es wieder Sekunden schlage.*) Dies war nun ein offenbarer Beweis für die Abnahme der Schwerkraft gegen den Äquator. Richers Beobachtung wurde bald darauf auch von anderen bestätigt. Die Abnahme der Schwerkraft gegen den Äquator hin konnte aber zwei Ursachen haben. Ist die Erde keine vollkommene Kugel, so haben nicht mehr alle Punkte der Oberfläche denselben Abstand vom Mittelpunkte der Masse, und da die Schwerkraft im Verhältnis des Quadrates des Abstandes vom Anziehungsmittelpunkte abnimmt, so muss sie geringer werden auf jenen Teilen der Erdoberfläche, welche weiter vom Erdmittelpunkte abstehen. Richer's Beobachtung würde also zunächst dafür sprechen, dass die Erde am Äquator angeschwollen, an den Polen abgeplattet sei. Aber die Abnahme der Schwere gegen den Äquator kann und muss noch einen andern Grund haben, d. i. die gegen den Äquator hin zunehmende Fliehkraft. Die Punkte der Erdoberfläche in verschiedenen Abständen vom Äquator haben die gleiche Umdrehungszeit und legen deshalb während derselben ungleiche Wege zurück, welche sich verhalten wie die Abstände jedes Punktes von der Drehungsachse. Die Fliehkraft unter verschiedenen Breitegraden ist deshalb ebenfalls diesen Abständen proportional; sie ist am größten am Äquator und wird gleich null an den Polen. Die Fliehkraft wirkt der Schwere entgegen, vermindert sie; diese Verminderung muss nach dem Gesagten am Äquator am größten sein, gegen die Pole hin verschwinden. Dazu kommt aber noch, dass nur am Äquator die Richtung der Fliehkraft dem Zuge der Schwere gerade entgegenwirkt, mit der Entfernung vom Äquator wird der Winkel zwischen der Richtung der Fliehkraft (welche in die Ebene des Parallelkreises fällt) und dem vertikalen Zuge der Schwere immer größer. Aus beiden Ursachen müsste somit auch auf einem kugelförmigen, um eine Achse rotierenden Körper die Schwere gegen den Äquator hin abnehmen.

Die Größe der Fliehkraft (Beschleunigung in der Sekunde) am Erdäquator ergibt sich zu 0.0339 Meter. Sie wirkt hier direkt der Schwere entgegen, welche also aus diesem Grunde allein an den Polen um 0.0339 Meter größer sein müsste als am Äquator. Nach den vertrauenswertesten Beobachtungen und Rechnungen kann man die Beschleunigung der Schwere am Äquator zu 9.78 Meter annehmen. Daraus berechnet sich das Verhältnis der Schwerkraft zur Fliehkraft am Äquator zu 288.4 oder nahe 289, d. i. 17 × 17. Eine 17mal größere Umdrehungsgeschwindigkeit der Erde würde demnach die Fliehkraft der Schwere gleich machen.

*) Ein Pendel, das unter 45° Breite Sekunden schlägt (also 86.400 im mittleren Solartag), bleibt am Äquator pro Tag um 115 Sekunden also fast 2 Minuten zurück, würde dagegen am Nordpol um 115 Sekunden vorauseilen. Ein Sekundenpendel, vom Äquator zum Pol gebracht, würde dort um 3 Minuten 50 Sekunden pro Tag vorauseilen.

Zwei ausgezeichnete Physiker und Mathematiker der damaligen Zeit, Huyghens (1629—95) und Newton (1642—1726) wurden durch die Beobachtungen Richer's dahin geführt, zu behaupten, aus den Gesetzen der Fliehkraft müsse man die Folgerung ableiten, dass, wenn die Erde einmal flüssig oder doch nur eine plastische Masse gewesen wäre, sie nicht vollkommen rund, sondern an den Enden der Umdrehungsachse, an den Polen also, abgeplattet sein müsse. Wenn man etwa nur eine Abplattung der Wasserhülle der Erde annehmen wollte, so müssten dann die Länder am Äquator überschwemmt sein; also auch die feste Erdmasse müsse an der Abplattung teilnehmen. Huyghens bekräftigte seine Behauptung durch einen Versuch, der in anderer Form gegenwärtig von jedem Lehrer der Physik nachgeahmt wird. Er steckte eine Thonkugel auf eine Achse, in rasche Drehung versetzt, plattete sie sich an den Polen ab und schwoll am Äquator an.

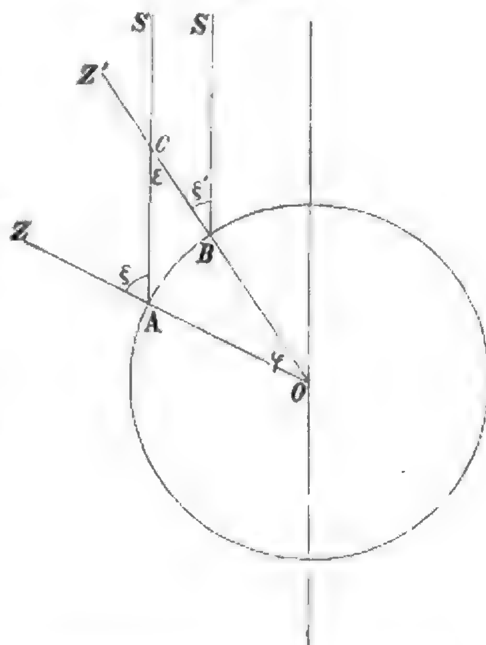
Eine kurze Überlegung lehrt uns, diese Erscheinung begreifen. Eine flüssige Masse, auf deren Teilchen keine anderen Kräfte wirken als die gegenseitigen Anziehungskräfte, nimmt die Kugelform an, wie der fallende Wassertropfen, oder ein Öltropfen in einem Gemenge von Wasser und Alkohol. In diesem Falle stehen die Richtungen aller Attractionskräfte auf der Oberfläche senkrecht und sind gleich groß, wie es der Gleichgewichtszustand verlangt. Versetzen wir aber die Kugel in Rotation um einen ihrer Durchmesser, so wird durch das Hinzutreten der Fliehkraft das Gleichgewicht sogleich gestört, die Intensität und die Richtung der Schwerkräfte geändert. Indem nun der gegen die Oberfläche normale Druck am Äquator am stärksten vermindert wird, an den Polen ungeändert bleibt, wird die Oberfläche hier gleichsam eingedrückt und schwillt am Äquator an. Plateau hat durch geeignete Vorrichtungen große Ölkugeln in einem Gemenge von Wasser und Alkohol in Rotation versetzt und konnte so die mit der Rotationsgeschwindigkeit zunehmende Abplattung direkt ersichtlich machen. Welche Form eine rotierende Kugel von bekannter Umdrehungsgeschwindigkeit unter diesen Verhältnissen annimmt, ist ein Problem der Mechanik, dessen Lösung aber nur unter gewissen vereinfachenden Annahmen (geringe Abweichung von der Kugelform, Dichtigkeitsverhältnisse des Innern) möglich ist. Die neue Gleichgewichtsfigur ist im allgemeinen ein Ellipsoid, ein Körper, den man sich durch Umdrehung einer Ellipse um ihre kleine Achse entstanden denken kann. Nennen wir die halbe große Achse derselben, den Äquatorialhalbmesser, a, die kleine Achse, den Polarhalbmesser, b, so nennt man das Verhältnis $\frac{a-b}{a}$ die Abplattung des Ellipsoids.

Huyghens' und Newtons Lehre von der Polarabplattung der Erde fand aber bei einigen ihrer Zeitgenossen, besonders den beiden Astronomen Cassini in Paris heftige Gegner. Diese meinten, aus ihren in Frankreich ausgeführten Gradmessungen schließen zu dürfen, dass umgekehrt die Erde am Äquator abgeplattet sei. Dominique Cassini und

sein Sohn hatten einen Gradbogen durch ganz Frankreich bis zum mittelländischen Meere gemessen (1680—1718) und aus beider Messungen ergab sich die Größe eines Grades im südlichen Teile des Bogens größer, als im nördlichen Teile. Auf einem an den Polen abgeplatteten Sphäroide müssen aber die Längen der Meridianbogen von einem Grad gegen den Äquator hin abnehmen. Der zwischen den größten Autoritäten mit Heftigkeit geführte Streit, ob die Erde eine Polar- oder eine Äquatorialabplattung besitze, konnte keine andere Entscheidung finden, als durch neue Gradmessungen, möglichst nahe am Äquator und am Pol, denn bei dem geringen Werte der Abplattung konnte erst bei großen Breiteunterschieden der gemessenen Bogen jeder Zweifel schwinden, dass ein gefundener Längenunterschied nicht etwaigen Fehlern der Messung zuzuschreiben sei. Daher veranstaltete die französische Akademie jene beiden in der Geschichte der Wissenschaften ewig denkwürdigen Gradmessungs-Expeditionen nach dem Äquator und dem Polarkreis. Bouguer und Condamine giengen 1735 nach Quito, um unter dem Äquator einen Meridiangrad zu messen, Maupertuis und Clairaut 1736 nach Lappland, um eine solche Messung unter dem Polarkreis auszuführen.

Wir müssen aber jetzt darüber vollkommen klar werden, wie die Resultate von Gradmessungen über die Existenz einer Polarabplattung oder einer Äquatorialplattung der Erde Gewissheit verschaffen können. Denken wir uns (siehe Figur 12) durch die Vertikale ZO des Ortes A und die Achse der als reine Kugel angenommenen Erde eine Ebene gelegt, so schneidet sie die Oberfläche derselben in einer Kreislinie, welche den Meridian des Ortes darstellt. Der Winkel zwischen der Vertikalen und der Sehlinie eines Fixsternes S bei seinem Durchgange durch den Meridian ist die Zenithdistanz (ζ) des Sternes im Punkte A. Gehen wir nun auf demselben Meridian weiter nach B, und messen wir auch dort die Zenithdistanz ζ' desselben Sternes, so wird sich dieselbe geändert haben, und zwar ist, wie sich leicht zeigen lässt, die Änderung der Zenithdistanz gleich dem Breitenunterschied der Orte A und B. Die Sehlinien von A und B nach demselben Fixstern S sind als parallel zu betrachten bei der unendlich großen Entfernung der Fixsterne von der Erde, und es ist daher $\zeta' = \varepsilon$. Als Außenwinkel des Dreieckes ACO ist $\zeta = \varepsilon + \varphi = \zeta' + \varphi$, daher der Breitenunterschied beider Orte, d. i. φ, gleich $\zeta - \zeta'$. Durch den Unterschied der Zenithdistanzen eines Sternes S, letztere be-

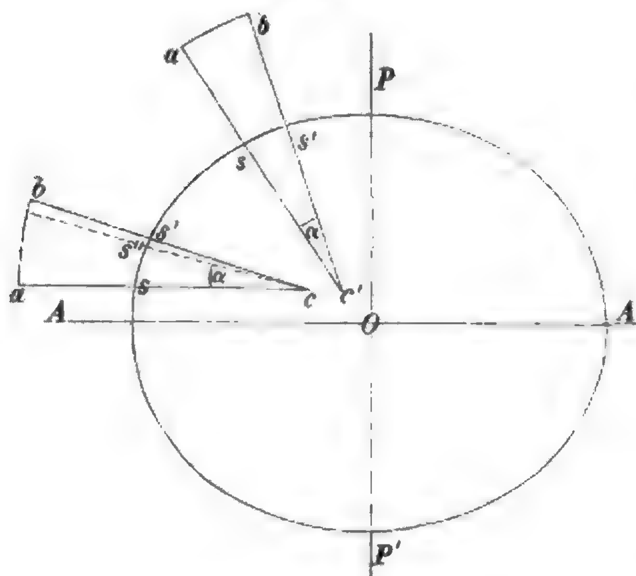
Fig. 12.



Zenithdistanzen desselben Sternes in verschiedenen Breiten.

obachtet an den Orten *A* und *B* unter demselben Meridian, wird somit der zu dem Bogen *AB* gehörige Winkel gemessen. In einem Kreise sind die Bögen, die zu gleichen Centriwinkeln gehören, gleich lang, und es gehören deshalb auf einer Kugel zu gleichen Winkeln der Vertikalen (durch die Zenithdistanzen bestimmt) gleich lange Bogen des Meridians.

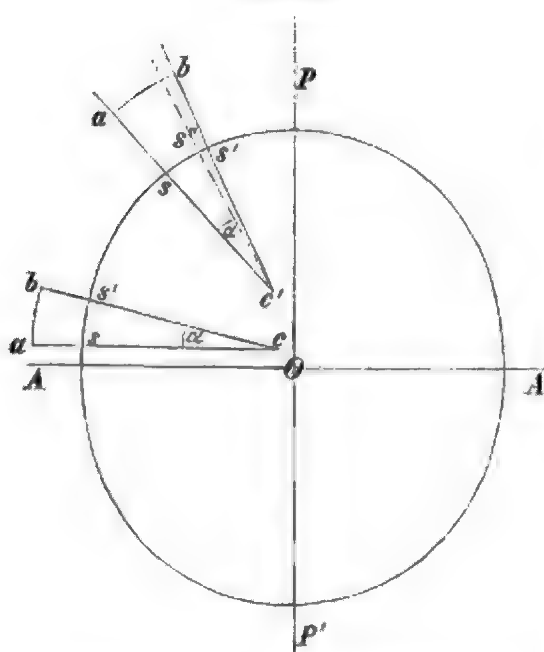
Fig. 13.



Ellipsoid mit Polarabplattung.

Anders verhält es sich auf einem Sphäroid, das durch Umdrehung einer Ellipse um ihre kleine Achse (kurzachsiges Rotations-Ellipsoid mit einer Polarabplattung Fig. 13) oder um ihre große Achse (langachsiges Rotations-Ellipsoid mit einer Äquatorialabplattung Figur 14) entstanden ist. Nach N e w t o n s Ansicht ist die Erde ein Ellipsoid erster Gattung. C a s s i n i hielt die Erde für ein Ellipsoid der zweiten Gattung. Auf einem Ellipsoid sind die Meridiane nicht mehr Kreise, sondern Ellipsen, und ihre Krümmung ist daher nicht mehr überall dieselbe, sondern am schwächsten an den Endpunkten der kleinen Achse, am größten an den Enden der großen Achse. Die Vertikalen zweier Punkte, welche nach dem früher Gesagten die auf die Oberfläche senkrecht errichteten Geraden (Normalen) sind, schneiden sich nicht mehr im Mittelpunkte. Der Winkel, den sie bilden, ist das Maß des elliptischen Meridianbogens, auf dessen Endpunkten sie errichtet sind; zu gleichen Winkeln der Verticalen gehören zwar wieder gleiche Zenithdistanzen, aber nicht mehr gleich lange Bogen, sondern es nimmt in demselben Quadranten bei Ellipsoiden der ersten Gattung

Fig. 14.



Ellipsoid mit Äquatorialabplattung.

mit Polarabplattung, bei gleichem Winkelwert des Bogens (gleichem Unterschiede der Zenithdistanzen eines Sternes) die Länge desselben gegen

die Pole hin zu, bei Ellipsoiden der zweiten Gattung mit Äquatorialabplattung nimmt aber die Länge eines Meridiangrades gegen die Pole hin ab (siehe Figuren 13 und 14).*) Gehen wir auf einem kreisförmigen Meridiane von Süden nach Norden, so sehen wir infolge der überall gleichen Krümmung des Meridians für gleiche zurückgelegte Wegstrecken die Gestirne um gleiche Bögen dem Zenithe sich nähern, legen wir aber auf einem ellipsoidischen Meridian gleiche Wegstrecken zurück, so werden wir dort, wo die Krümmung stärker ist, die Gestirne in rascherem Verhältnis dem Zenith sich nähern sehen, als dort, wo die Krümmung schwächer ist. Messungen der Länge eines Meridiangrades in der Nähe des Äquators und des Poles müssen also zur Entscheidung führen, ob die Erde ein kurzachsiges oder ein langachsiges Ellipsoid ist. Die Resultate der beiden erwähnten französischen Gradmessungen entschieden für das erstere, für Newton und seine Theorie.

Maupertuis fand die Größe eines Meridiangrades in Lappland 57.437 Toisen, (später von Svanberg nachgemessen und auf 57.196 verbessert), Bouguer und Condamine in Peru 56.753 Toisen (nach Korrektion von Delambre 56.731), der Meridiangrad unter dem Äquator ergab sich somit um 684 Toisen (genauer 465) kürzer als unter dem Polarkreis.

Seither sind nun eine größere Anzahl von Messungen der Meridiangrade unter verschiedenen Breiten auf beiden Hemisphären ausgeführt worden. Wir nennen die ostindische Gradmessung, die einen Meridianbogen von mehr als 24° (8°—32° N) umfasst, die am Cap der guten Hoffnung 4° 36′ unter 32° S. Br.; die große russische, welche von 45° 20′ bis 70° 40′ reichend, den größten bisher gemessenen Meridianbogen (25° 20′) darstellt, die englisch-schottische und die französische, deren Verbindung einen gemessenen Bogen von 22° 10′ geliefert hat, ferner wurden kleinere Bögen in Hannover, Holstein Preußen und Schweden gemessen. Gegenwärtig ist man mit einer (ursprünglich von Baeyer angeregten) großen internationalen Längen- und Breitengradmessung beschäftigt, welche mittelst der vervollkommneten Methoden und Hilfsmittel der neueren Geodäsie durchgeführt werden kann und über die Krümmungsverhältnisse der Meridiane und Parallelbogen und einige andere wichtige Fragen, die wir noch andeuten werden, Aufschlüsse gewähren wird.

Bessel hat im Jahre 1841 die Resultate von 10 der besten unter den damals vorliegenden Gradmessungen berechnet und aus ihrer Combination folgende Werte für die wichtigsten Bestimmungsstücke des Erdsphäroides abgeleitet.

Halbe große Achse (a) des Erdsphäroids 6,377.397 Meter
" kleine " (b) " " 6,356.079 "

$$\text{Abplattung } \frac{a-b}{a} = \alpha = \frac{21.318}{6,377.397} = \frac{1}{299}$$

*) In Figur 13 und 14 sind ac, bc Senkrechte auf den ellipsoidischen Meridianquadranten AP an den Endpunkten der gleich langen Bögen ss' errichtet; ss'' sind die Bögen, die zu demselben Winkel α gehören, daher ist in Figur 13 der Winkel $c > c'$, in Figur 14 $c' > c$.

Nicht lange vorher hatte ein gleich hervorragender Astronom, Airy, sowohl für die Abplattung als auch für die Dimensionen des Erdellipsoids mit den obigen fast völlig übereinstimmende Werte gefunden. Deshalb ist das «Besselsche Ellipsoid» fast allgemein als die größte Annäherung an die wahre Gestalt der Erde angesehen worden und haben die folgenden Daten die allgemeinste Verbreitung gefunden.

Nach Bessel ist der Umfang des Äquators 40,070.368 Meter, der Äquatorgrad 111.3 Kilometer und die Länge einer geographischen Meile, deren 15 auf einen Grad des Äquators (1 Meile also = 4 Bogenminuten) gehen, demnach gleich 7420.4 Meter.*) Der Meridianquadrant hat um 856 Meter mehr als 10 Millionen Meter. In geographischen Meilen ausgedrückt hat der Äquatorialhalbmesser 859.44 und der Polarhalbmesser 856.56 Meilen, ist also um 2.88 Meilen oder 21.3 Kilometer kürzer. Da die Höhe des höchsten bekannten Berges der Erde, des Mount Everest (Gaurisankar) nur 8840 Meter erreicht, so übertrifft die Dicke der Anschwellung der Erde am Äquator mehr als zweimal die Höhe des höchsten Gebirgsgipfels.

Die Oberfläche der Erde beträgt 509,950.710 km^2 oder 9,261.238 □ Meilen. Der Halbmesser einer Kugel von derselben Oberfläche müsste eine Länge von 6,370.289 Meter oder 858.48 Meilen haben. In jenen zahlreichen Fällen, wo man auf die Abplattung der Erde keine Rücksicht zu nehmen braucht, kann man sie als eine Kugel von einem Durchmesser von 1717 geographischen Meilen ansehen.

Als Bessel seine Berechnungen anstellte, konnte er die größten der oben genannten Meridian-Gradmessungen noch gar nicht oder nur zum kleinen Teile benützen. Spätere Berechner der Gestalt der Erde fanden auf Grund des ihnen vorliegenden umfassenderen Beobachtungsmateriales auch etwas andere Werte, für die Abplattung sowohl als für die Längen der beiden Achsen. Die Übereinstimmung der Resultate von Airy und Bessel stellte sich als ein Zufall heraus. Es sind seit Bessel nun schon oftmals neue Berechnungen der Erddimensionen angestellt worden,**) meist veranlasst durch die Fortschritte der Gradmessungsarbeiten. Wir führen hier zum Vergleich nur die Resultate der neuesten Berechnung (1880) von Clarke an, welche durch die Vollendung der Berechnung des großen indischen Bogens angeregt wurde, und sich

---

*) Eine andere zur See und in geographischen Werken häufiger angewendete Meile ist die Seemeile (nautische Meile, Knoten) 1/60 des Grades eines größten Kreises oder 1 Bogenminute, d. i. 1853 Meter.

**) Die Versuche, durch Annahme eines dreiachsigen Ellipsoids, auf dem auch die Parallelkreise und der Äquator Ellipsen von allerdings sehr geringer Excentricität sind, die Unterschiede zwischen den beobachteten und berechneten Polhöhen zu verkleinern, können keinen reellen Wert beanspruchen, so lange die benutzten Gradmessungen bloß auf die Längen zwischen 0 und 80° Gr. beschränkt bleiben, also mehr als 3/4 der Erdoberfläche auf das Resultat keinen Einfluss nehmen kann.

neben diesem namentlich auf den ganzen russischen und den englisch-französischen Bogen stützt:

a	Äquatorial-Halbmesser	6,378.249	Meter,
b	Polar-Halbmesser	6,356.515	„
α	Abplattung	$^1/_{293}$	„
r	Halbmesser einer Kugel von gleichem Volum	6,370.996	„

Procentisch genommen (im Verhältnis zur Größe der gemessenen Dimensionen selbst) erscheinen die Unterschiede zwischen Bessels Resultat und dem neuesten von Clarke kaum nennenswert. Der Flächeninhalt der Erdoberfläche ändert sich aber mit jeder Änderung des mittleren Erdhalbmessers von 1 Meter um nahe 165 Quadratkilometer, und Listing veranschlagt deshalb die Unsicherheit unserer Kenntnis des Areals der Erdoberfläche auf den fünffachen Flächeninhalt der Insel Sicilien.

Bedenkt man, dass die Gradmessungen bis jetzt fast nur auf einen Teil der alten Welt beschränkt geblieben sind, so wird man besonders mit Rücksicht auf einige später folgende Erörterungen leicht zu dem Schlusse kommen, dass wir von einem definitiven Resultate für die Dimensionen der Erde noch weit entfernt sind, obgleich die zu erwartenden Korrektionen ziemlich geringfügig sein werden.

Metrisches Maßsystem. Im Jahre 1790 brachte Talleyrand vor die französische Nationalversammlung den Antrag, ein neues Maßsystem gegründet auf eine der Natur entnommene Einheit, in Frankreich einzuführen und die Akademie der Wissenschaften zu beauftragen, einen Vorschlag hierüber auszuarbeiten. Nach dem Gutachten von fünf ihrer berühmten Mitglieder (Lagrange, Laplace, Borda, Monge, Condorcet) empfahl die Akademie als Längeneinheit den zehnmillionsten Teil des Erdmeridian-Quadranten und als Gewichtseinheit das Gewicht einer von dieser Einheit abgeleiteten Volumeinheit destillierten Wassers. Es hatte die Wahl vorgelegen, zwischen der Länge des Sekundenpendels, des Erdäquators oder der Erdmeridiane. Die Länge des Sekundenpendels unter dem Äquator wurde als Maßeinheit verworfen, weil von einem heterogenen Element, der Zeit, hergenommen und auf einer willkürlichen Einteilung des Tages beruhend, der Quadrant des Äquators, weil nur wenige Länder unter dem Äquator liegen, jedes Land aber unter einem Meridian.

Um die gewählte Längeneinheit herzustellen, wurde von Mechain und Delambre ein Meridianbogen zwischen Dünkirchen und Barcelona (1791—98) mit der Toise de Pérou gemessen (dem Maßstab, den Condamine bei der Gradmessung unter dem Äquator verwendet hatte), und unter Annahme einer Abplattung von $^1/_{334}$ der Meridianquadrant zu 5,130.740 Toisen berechnet. Daraufhin wurde der zehnmillionste Teil dieser Länge, d. i. 443.296 Linien der Toise de Pérou (die gleich 864 Linien) bei 16° C. (13° R. oder 61° F.) gesetzlich als Längeneinheit, Meter, für Frankreich festgestellt

(1799).*) Ein Platin-Maßstab, der beim Frostpunkt 443.296 Linien der Toise de Pérou enthält, wurde als neues Prototyp des Längenmaßes aufbewahrt (mètre des Archives).

Obgleich man sich, wie aus dem über die Gestalt der Erde soeben Mitgeteilten von selbst folgt, bei dieser Herstellung eines Naturmaßes einer Illusion hingegeben hatte, verschaffte sich doch das metrische System durch seine hohen inneren Vorzüge (Konsequenz der Zehnteilung, natürliche Beziehung zwischen Gewichts- und Längeneinheit) zuerst in der Wissenschaft und dann auch in der Praxis eine immer allgemeinere Anerkennung. Im Jahre 1870 trat eine internationale Meter-Kommission in Paris zusammen, bestehend aus 50 Delegierten von 29 der größeren Staaten der Erde, um über die Konstruktion und Verifikation einer neuen übereinstimmenden Serie von Normalmetern und Kilogrammen zum Gebrauch der einzelnen Länder zu beraten. Es wurde beschlossen, dass die neuen internationalen Normalmaße genau auf dem existierenden Meter und dem Kilogramme der Archive sich basieren sollten.

Mit der Herstellung derselben wurde später das internationale metrische Bureau zu Paris betraut, welches im Jahre 1877 seine Thätigkeit begann. Gegenwärtig ist auf dem Festland von Europa das Metermaß bereits gesetzlich eingeführt. Die Staaten englischer Zunge beharren aber noch bei dem englischen Fußmaß.

Länge der Meridian- und Parallel-Grade. Entfernungen auf der kugelförmigen Erdoberfläche. So weit man die Erde als eine vollkommene Kugel ansehen darf, und dies ist bei den meisten geographischen Betrachtungen und Rechnungen gestattet, kann man die Länge eines Meridiangrades (des zwischen zwei Breitekreisen enthaltenen Gradbogens eines Meridians), sowie jeden Grad eines größten Kreises überhaupt zu 111.2 Kilometer annehmen, die Länge eines Parallelgrades aber wird gefunden, wenn man diese Zahl mit dem Cosinus der betreffenden Breite multipliciert. In Wirklichkeit, auf der sphäroidischen Erde (nach Bessel) ist die Länge des Meridiangrades von 0—1° gleich 110.6 Kilometer von 89—90° aber 111.7 Kilometer, die Länge des Grades eines größten Kreises auf einer Kugel, welche mit der Erde gleiche Oberfläche hat, ist 111.167 Kilometer. Die wahre Länge der Parallelkreise hingegen ist:**)

Breite	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°
Kilometer	111.3	109.6	104.0	96.5	85.4	71.7	55.8	38.2	19.4
Meilen	15.0	14.8	14.1	13.0	11.5	9.1	7.5	5.1	2.6

Liegen zwei Orte unter gleichen oder nahe gleichen Längen, so gibt der Breiten-Unterschied multipliciert mit 111.2 Klm. direkt ihre Entfernung.

*) Die Länge der deutschen Meile wäre hiernach 7418.5 Meter. Die Toise ist gleich 1.9490 Meter bei 0° oder gleich 76.7351 englische Zoll bei 62° F.

**) Ausführliche Tafeln über sämtliche Maßverhältnisse des Erdsphäroids hat H. Wagner in Behm's geogr. Jahrbuch, Band III, publiciert.

Der Längen-Unterschied zweier Orte gleicher Breite entspricht aber nicht mehr dem kürzesten Abstand derselben, denn auf einer Kugel wird derselbe durch den Bogen eines größten Kreises repräsentiert, der durch die beiden Orte gelegt wird. (Schiffahrt im größten Kreis.) Diese Bogenstrecke ausgedrückt in Graden liefert mit 111.2 multipliciert die Entfernung in Kilometern.*)

Bestimmung der Dichte des Erdkörpers. Die Astronomie lehrt das Verhältnis der Massen der Sonne, der Planeten und ihrer Monde bestimmen, nicht aber die absolute Größe dieser Massen. Kennen wir aber die absolute Masse auch nur eines dieser Himmelskörper, also die unserer Erde, so sind uns dadurch auch die Dichten der anderen Körper unseres Sonnensystems bekannt geworden, denn ihre Volumina erfahren wir durch Messung der scheinbaren Durchmesser und Bestimmung der Entfernung. Die Kenntnis der mittleren Dichte des Erdkörpers ist daher nicht allein wichtig für den Geologen, der eine Vorstellung von dem Zustande des Innern unseres Erdkörpers zu erlangen sucht, sondern auch für den Astronomen, indem sie ihm interessante Aufschlüsse über die physikalische Konstitution ferner Himmelskörper verschafft. Wir stehen also vor der Aufgabe, die mittlere Dichte unseres Erdkörpers zu bestimmen. Denn nur von der mittleren Dichte kann die Rede sein, da der Erdkörper selbst an der Oberfläche aus Stoffen von sehr verschiedenen specifischen Gewichten besteht und wir überdies annehmen müssen, dass die Dichte der Erde mit der Tiefe zunimmt.

Die Kenntnis des Gravitationsgesetzes gestattet, das Verhältnis der ganzen Erdmasse zu Massen von bestimmter Größe zu ermitteln und dadurch die absolute Masse der Erde selbst abzuleiten. Dieses Gesetz sagt: Die Wirkung zweier Massen aufeinander ist direkt proportional dem Produkte ihrer Größen und verkehrt proportional dem Quadrate des Abstandes ihrer Anziehungsmittelpunkte (Schwerpunkte). Wenn wir daher

---

*) Wird die geogr. Breite der beiden Orte mit φ und φ' bezeichnet, der Längenunterschied mit u, so findet man den Bogen des größten Kreises (d), der zwischen ihnen enthalten ist, mittelst folgender einfacher Formel:

$$\cos d = \sin \varphi \sin \varphi' + \cos \varphi \cos \varphi' \cos u.$$

Aus dieser Formel erhält man z. B. den Bogen des größten Kreises zwischen den beiden Enden des ersten transatlantischen Kabels: Valentia (Irland) 51° 46′ N 10° 24′ W und Hearts Content (Neufoundland) 47° 50′ N 53° 20′ W zu 27° 33′ oder in Kilom. 27.55 × 111.2 = 3063 *km*.

Liegen die beiden Orte unter gleicher Breite, so kann man nach der einfachen Formel rechnen

$$\sin \frac{1}{2} d = \cos \varphi \sin \frac{1}{2} u.$$

Dies ist auch noch gestattet, wenn der Breitenunterschied unter einem Grad beträgt, bei großen Entfernungen auch bei größeren Breiten-Unterschieden. Man hat dann die mittlere Breite für φ einzusetzen. Sucht man z. B. die größte Breite des Pacific zwischen Panama 8° 59′ N 79° 32′ W und Bandon (Phun Phin, Siam Golf) 8° 53′ N 99″ 15′ O von Gr., wo u = 178° 47′ ist, so findet man d = 162° 4′ und die Entfernung 18020 *km*.

eine bestimmte Masse der Einwirkung einer andern großen Masse aus größter Nähe aussetzen, so kann es bei zweckmäßiger Veranstaltung des Versuches gelingen, das Verhältnis dieser Anziehung zu jener der ganzen Erdmasse festzustellen, und damit auch das Verhältnis dieser ihrer Größe nach bekannten Masse zur ganzen Masse der Erde. Da die Erdmasse alle andern Massen, die wir zu solchen Versuchen benützen können, außerordentlich überwiegt, so ist es im vorhinein klar, dass es sich hiebei um sehr zarte Messungen und Methoden von großer Empfindlichkeit handeln muss.

Schon Newton hatte angeraten, die Dichte der Erde durch Messung der ablenkenden Wirkung von Gebirgsmassen auf das Bleilot zu bestimmen. Die Anziehung zweier Massen ist nach dem Newton'schen Gravitationsgesetz direkt proportional dem Produkte dieser Massen und umgekehrt proportional der Entfernung der Schwerpunkte derselben, also gleich $c\,Mm : r^2$ wo c die Gravitationskonstante*) ist. Setzen wir eine dritte Masse m^1 der Anziehung der unbekannten Masse M (der Erdmasse) und einer bekannten Masse m aus, und gelingt es uns das Verhältnis dieser Anziehungskräfte zu ermitteln, so erhalten wir auch das Verhältnis von M zu m, also das der Erdmasse zur bekannten Masse m (eines Berges, einer großen Bleikugel etc.) und lernen so die Erdmasse kennen, und, da wir das Volum der Erde aus den Gradmessungen erfahren, auch deren Dichte. Wenn wir z. B. ein Bleilot in die Nähe einer Gebirgsmasse bringen, die sich genau genug abschätzen lässt, so gibt uns die Ablenkung des Bleilotes von der Richtung gegen den Erdschwerpunkt ein Maß für das Verhältnis der anziehenden Kräfte von Erde und Berg und damit die Masse und Dichte der Erde. Wie man die Größe der Ablenkung des Bleilotes findet, das wird auf Seite 54 erläutert werden.**)

Die berühmte französische Expedition zur Messung eines Längengrades in Peru hat auch den ersten Versuch einer Dichtebestimmung des Erdballes geliefert. Es war Bouguer, der zwei epochemachende Messungen hier ausführte, die ersten ihrer Art. Zunächst zeigte er durch Bestimmung der Länge des Sekundenpendels auf dem Gipfel des Pichincha

---

*) Das ist nach Boys, $6{\cdot}658 \times 10^{-8}$. Einheit ist die Kraft, mit der je 1 Gramm auf die Distanz von 1 Centimeter aufeinander wirken.

**) Ist die Entfernung des Bleilotes vom Schwerpunkt des Berges r, vom Schwerpunkt der Erde R so hat man: Gravitationskraft der Erde G zur Gravitationskraft des Berges g wie $(Mm^1 : R^2) : (mm^1 : r^2)$ somit Erdmasse $M = m \frac{G R^2}{g r^2}$. Das Verhältnis $G : g$ ist aber durch die Tangente des Winkels α gegeben, um welchen das Bleilot durch den Berg von der ungestörten Richtung gegen den Erdschwerpunkt abgelenkt wird; man überzeugt sich davon leicht, wenn man die Richtungen der beiden Kräfte, die auf das Bleilot wirken, zeichnet, bis zu ihrem Durchschnittspunkt zurückverlängert, von diesem aus auf denselben die entsprechenden Kräfte G und g aufträgt und dann das Kräftenparallelogramm sich konstruiert. Man sieht dann, dass $G : g = 1 : \text{tang}\,\alpha$ ist, also $M = m\,R^2 : r^2\,\text{tang}\,\alpha$. Es handelt sich also noch darum, die Masse des Berges m und die Lage des Schwerpunktes desselben mit möglichster Genauigkeit zu bestimmen.

in 4740 *m*, auf dem Hochplateau zu Quito 2860 *m* und am Meeresniveau, dass die Intensität der Schwere auf einem Hochlande langsamer abnimmt, als bei freier Erhebung (etwa im Ballon) und stellte zuerst jene Formel auf, welche der Attraktion der unterliegenden Gebirgsmasse Rechnung trägt*) und die seinen Namen führt. Dann suchte er mit seinem Kollegen Condamine die Lotabweichung durch die Masse des frei aufragenden Vulkankegels des Chimborazo zu bestimmen. Er beobachtete zu diesem Zwecke im December 1738 zuerst auf der Südseite des Berges in 4700 Meter Seehöhe nahe in gleicher Länge mit dem Schwerpunkt desselben die Zenithdistanzen einiger Sterne, dann auf der Westseite des Berges, wo die Lotstörungen in der Breite nahe null sein mussten, in 4160 Meter, beidemale an der Schneegrenze unter großen Schwierigkeiten. Seine eigene Berechnung dieser Beobachtungen gab die Dichte der Erde 13—14 mal größer als die des Chimborazo, was später zu der Annahme großer Höhlungen im Innern dieses Vulkans führte, die auch in manche Lehrbücher der Geologie übergangen ist. Bouguer legte selbst keinen Wert auf dieses Ergebnis, sondern nur auf seine Methode. Eine spätere kritische Sichtung und Berechnung der Beobachtungen Bouguer's durch Saigey ergibt die Dichte der Erde 1.83 mal größer als die des Chimborazo, also etwa zu 5.1. Hutton und Maskelyne bestimmten dann im Sommer 1774 am Berge Shehallian in Holland die Ablenkung des Lotes. Sie suchten dann Dichte, Volumen und Schwerpunkt des Berges möglichst genau zu bestimmen und erhielten für die mittlere Dichte der Erde den Wert 4.7 gegen Wasser. Playfair's genauere lithologische Untersuchung des Berges lieferte dann nach Hutton's Versuch 4.95 (1821). In neuerer Zeit wiederholte James diese Versuche am Berge Arthur's Seat bei Edinburgh und berechnete daraus die mittlere Dichte der Erde zu 5.3 (1856).

Ein anderes Mittel, die Attraktion einer Bergmasse mit jener der Erde vergleichen zu können, besteht darin, ein Pendel auf dem Gipfel eines Berges und an dessen Fuß schwingen zu lassen, und so die Änderung der Intensität der Schwere auf dem Berggipfel zu messen. Vermöge der Attraktion der unterhalb befindlichen Masse des Berges nimmt die Schwerkraft auf diesem langsamer ab, als bei freier Erhebung über die Erdoberfläche. Der Unterschied zwischen der beobachteten und der für letzteren Fall berechneten Intensität der Schwere ist dem Verhältnis zwischen der Masse des Berges und der Masse der Erde proportional und gestattet die Dichte der Erde zu berechnen.**)

*) Die Abnahme der Schwerkraft bei freier Erhebung ist bekanntlich $2h : R$, die theoretische Abnahme für 4740 und 2860 Meter wäre demnach 1/674 und 1/1118, die von Bouguer beobachtete war aber nur 1/845 und 1/1331. Neuerlichst sind genauere derartige Beobachtungen in der Gegend von Nizza angestellt worden, welche Bouguer's Resultate im Allgemeinen bestätigten.

**) Die Abnahme der Intensität der Schwere bei freier Erhebung über die Erdoberfläche ist $g \cdot \frac{2h}{R}$, wenn g die Schwere an der Erdoberfläche, h die Höhe und R den Erdhalbmesser bezeichnen. Die Abnahme der Schwerkraft auf einem Plateau von der Höhe h und der mittleren Dichte σ' ist kleiner, und zwar um $3/2 \, \frac{\sigma'}{\sigma} \cdot \frac{h}{R}$, wenn σ die mittlere Dichte der Erde bezeichnet.

Diese Methode der Bestimmung der mittleren Dichte der Erde hat zuerst Carlini angewendet, indem er 1823 durch Pendelbeobachtungen die Intensität der Schwere auf dem Mont Cenis ermittelte, und nach jener zu Bordeaux am Meeresniveau die Dichte der Erde berechnete. Er fand dieselbe zu 4.4, eine Revision und Verbesserung der Rechnung lieferte aber 4.95 (1840). In letzter Zeit (1880) hat Mendenhall durch Pendelbeobachtungen zu Tokio ($g = 9.7984$) und auf dem Gipfel des 3730 *m* hohen Fujiyama ($g = 9.7886$) eine mittlere Dichte der Erde von 5.77 erhalten. Die genaueste derartige Untersuchung ist wohl die von Preston auf den Hawaiischen Inseln. Die Bestimmung der Intensität der Schwere auf dem Haleakala (3000 *m*) auf der Insel Maui und an dessen Fuß im Meeresniveau führte nach sorgfältigster Berechnung der Attraktion der Bergmasse zu dem Resultat: Dichte der Erde gleich 5.67. Nach der Höhe allein berechnet (Abnahme $g\,2\,h : R$) hätte das Pendel oben 41 Sekunden pro Tag verlieren müssen, die Beobachtung gab bloß einen Verlust von 28 Sekunden, die Masse des Berges accelerierte das Pendel pro Tag um 13 Sekunden. Die neuesten Pendelbeobachtungen (1894) auf dem Gipfel von Pikes Peak in Colorado (4308 *m*) und an dessen Fuß ergaben für die Dichte der Erde den Wert 5.63. Die Attraktion des Berges wurde genau berechnet nach den Höhenschichtenkarten und geologischen Profilen. Die Übereinstimmung dieser neuesten und genauesten Berechnungen ist bemerkenswert.

Statt auf einen Berg zu steigen kann man sich auch ins Innere der Erde begeben und dort die Intensität der Schwere beobachten. Ist man im Stande die Masse der überliegenden Erdschichte genau genug zu bestimmen, so kann man aus der beobachteten Änderung der Schwere mit der Tiefe das Verhältnis der Erdmasse zu jener der über dem Pendel befindlichen Massen ableiten und damit die Dichte der Erde. Diesen Versuch hat zuerst Airy (1856) in der Kohlengrube zu Harton gemacht, seine Beobachtungen liefern nach der Berechnung von Haughton 5.48 als

---

Dieses Glied entspricht also dem Unterschied der berechneten und der beobachteten Intensität der Schwere auf dem Berggipfel, und da es das Verhältnis der Dichte des Berges zur Dichte der Erde enthält, so führt es zur Bestimmung der letzteren, wenn erstere bekannt ist. Bei genauen Rechnungen muss man aber auf die Form des Berges Rücksicht nehmen, denn obiger Ausdruck gilt nur für eine Platte. Bei einem kegelförmigen Berg ist die Attraktion kleiner; ist z. B. die Seite des Kegels gleich dessen doppelter Höhe, so ist die Attraktion nur halb so groß als die einer Festlandplatte.

Die Beobachtungen ergeben, dass man mit hinlänglicher Genauigkeit $\sigma' = {}^1/_2\,\sigma$ setzen kann. Dann erhält der Ausdruck für die Abnahme der Schwere mit der Höhe die einfache Form

$$g_h = g_o \left(1 - \frac{5}{4}\,\frac{h}{R}\right) \text{ oder nahe } = g_o \left(1 - 0.6\,\frac{2h}{R}\right)$$

die Schwereabnahme im Gebirge ist also nur circa 0.6 von jener bei freier Erhebung. Diese Formel ist zuerst von Bouguer (in la figure de la Terre. Paris 1749, 7. Abschnitt) aufgestellt worden, aber in Vergessenheit gerathen; der Engländer Young hat sie 1819 wieder abgeleitet, daher sie auch zuweilen seinen Namen trägt.

Erddichte. Die genaueren neueren Schweremessungen von Sterneck in dem 1000 Meter tiefen Schacht von Přibram geben 5.77.

Alle diese Bestimmungen der Erddichte leiden unter der Schwierigkeit, die Masse der auf das Pendel oder Bleilot wirkende Erdschichten hinlänglich genau festzustellen. Davon sind die rein experimentellen Methoden frei, bei welchen man genau bestimmte Massen eines Metalles auf eine Torsionswage oder auf ein Pendel wirken lässt, oder geradezu die Erde mit einer feinen chemischen Wage gleichsam wägt, wie dies Jolly zuerst versucht hat.

Der erste, der die Dichte der Erde mittelst der aus Coulombs Versuchen bekannten Drehwage zu bestimmen gesucht hat, war Cavendish (1798). Befestigt man zwei ganz gleiche Kugeln an den Enden eines möglichst gleichmäßig gearbeiteten Stabes von Tannenholz und hängt diesen in der Mitte an einen Faden auf, so kann er mit den beiden Kugeln in einer horizontalen Ebene frei schwingen. Die Kugeln sind dann dem Einflusse der Anziehung der Erde entrückt und nur die Drehkraft des Fadens ist es, welche den Stab in eine gewisse Ruhelage zurückzuführen strebt. Es können deshalb mit diesem Instrument ganz schwache Anziehungen gemessen werden. Nähert man den beiden kleinen Kugeln zwei große Bleikugeln, so dass sie auf den Stab in gleichem Sinne ablenkend einwirken, so kommt er aus seiner früheren Ruhelage, und der Betrag der Ablenkung lehrt uns die Größe der Anziehungskraft der beiden großen Kugeln auf die kleinen kennen. Denn diese Anziehung ist dann gerade so groß, als die Kraft, mit welcher der gedrehte Faden in seine Ruhelage zurückstrebt, und die Größe dieser Kraft lässt sich ermitteln. Man kennt also jetzt die Anziehung der Bleimassen in einer gewissen Entfernung auf die beiden Kugeln, die Anziehung der Erde auf diese letzteren, d. i. ihr Gewicht, ist bekannt, und so wird uns auch die noch unbekannte Größe, das Verhältnis der Erdmasse zur Masse der großen Bleikugeln gegeben.

Cavendish fand auf diese Weise die Dichte der Erde 5.48mal größer als die des Wassers. Reich in Freiberg fand später mit einem ähnlichen verbesserten Apparat (1837) 5.49, Baily in London auf gleiche Weise 5.67, und als Reich (1847—50) seine Versuche wieder aufnahm, ergaben sie ihm das Resultat 5.58. Die Versuche von Cornu und Baille zu Paris geben 5.56; die jüngst mit allen Mitteln der neuesten verfeinerten Beobachtungskunst wieder angestellten Versuche nach Cavendish durch Boys ergeben als Dichte der Erde 5.53 (1894).*)

Wilsing hat zu Potsdam das Pendel unter der Anziehung zweier cylindrischer Eisenmassen schwingen lassen, das Resultat für die Erddichte war 5.58 (1889).

*) Die genauen Versuche mit der Drehwage beanspruchen eine große Arbeit. Poynting's Experimente erstrecken sich über 12 Jahre, jene von Cornu und Baille, die 1870 begonnen wurden, sind jetzt noch nicht abgeschlossen.

Jolly hat auf eine originelle Weise die Dichte der Erde zu bestimmen gesucht: Denken wir uns an dem einen Arm einer Wage zwei Wagschalen, eine unten und eine oben angebracht (bei Jolly's Wage war der Abstand der beiden Wagschalen 21.005 Meter) so wird ein Körper, von der oberen in die untere Schale gebracht, eine der Annäherung an den Erdmittelpunkt entsprechende Gewichtszunahme erfahren, die man direkt genau berechnen kann. Wird nun unterhalb der unteren Schale eine große Bleikugel angebracht, so wird der von der oberen in die untere Schale gebrachte Körper eine weitere Gewichtszunahme erfahren, welche durch die Annäherung des Körpers an den Mittelpunkt der Bleikugel bedingt ist. Die Differenz der Gewichtszunahme mit und ohne untergelegte Bleikugel entspricht der Größe des Zuges, welchen die Bleikugel ausübt, und der Quotient dieses Zuges und des Zuges der Erde allein gibt mit Anwendung des Gravitationsgesetzes das Mittel ab, die Dichtigkeit der Erde mit der Dichtigkeit des Bleies zu vergleichen. Da diese letztere bekannt ist, so lässt sich auch die mittlere Dichte der Erde selbst bestimmen. Auf diesem Wege fand Jolly (1883) dass ein mit Quecksilber gefüllter Glaskolben von 5 Kilogramm Gewicht, von der oberen in die untere Schale gebracht, daselbst um 31.7 *mg* mehr wog, und wenn eine Bleikugel von 1 Meter Durchmesser unter die untere Schale gebracht wurde, um 32.3 *mg*. Daraus berechnet sich die mittlere Dichte der Erde zu 5.69. Auf ähnlichem Wege fand Poynting 5.49.

Wir führen alle diese Bestimmungen an, um zu zeigen, dass die Unsicherheit derselben schon in sehr enge Grenzen eingeschlossen ist. Die mittlere Dichte der Erde ist so gut bekannt, dass man jetzt, wie wir bald sehen werden, das Problem schon umkehrt und mit Hilfe der Kenntnis derselben die Dichte der die obere Erdkruste zusammensetzenden Massen oder deren Konstitution abzuleiten sucht.

Die Pendelbeobachtungen auf Bergen und im Innern der Erde geben im Mittel die Dichte der Erde zu circa 5.67, die Versuche mit der Drehwage (und Pendel) 5.58, die Versuche mit der gewöhnlichen Wage 5.59. Harkness betrachtet als wahrscheinlichsten Wert 5.58, Helmert 5.60. Die Erde hat also eine mittlere Dichte, welche größer ist, als die von Magneteisenerz, und wenn wir bedenken, dass der uns bekannten äußeren Erdrinde keine größere Dichte als 2.7 zugeschrieben werden darf, so sind wir zu der Folgerung gezwungen, dass das Erdinnere aus Massen von großer Dichtigkeit bestehen muss, was mit den folgenden aus der Größe der Abplattung sich ergebenden Schlüssen vollkommen übereinstimmt.

Bestimmung der Erdabplattung durch Schwere-Messungen. Laplace behandelt im III. Buche seiner «Mechanik des Himmels» die Gleichgewichts-Gestalt der Himmelskörper. Wären die Planeten vollständig starre Körper, so könnten sie jedwede Gestalt haben, werden sie aber, wie die Erde, von einer Flüssigkeit bedeckt, so müssen alle Teilchen derselben sich so anordnen, dass sie im Gleichgewicht sind. Die Gestalt

der äußeren Oberfläche hängt dann von Änderungen der Schwere längs derselben ab, und da diese Schwere selbst das Resultat der gegenseitigen Anziehungen aller Teilchen ist, so hängt sie wiederum von der Gestalt der Oberfläche ab. Das Gesetz der Schwere an der Oberfläche der Himmelskörper und deren Gestalt sind also gegenseitig von einander abhängig, wodurch die Kenntnis des einen zur Bestimmung der andern nötig wird, und die darauf bezüglichen Untersuchungen sich sehr schwierig gestalten und nur unter gewissen beschränkenden speciellen Annahmen durchführbar sind. Eine solche Annahme, die wir in der That bei allen Himmelskörpern erfüllt sehen, ist ihre nahezu kugelförmige (sphäroidische) Gestalt. Jacobi spricht Legendre das Verdienst zu «in seinen bewunderungswürdigen Arbeiten» über die Figur der Erde gezeigt zu haben, dass unter allen Figuren, die nur wenig von der sphärischen Gestalt abweichen, das schwach abgeplattete Rotations-Ellipsoid die einzig mögliche Figur des Gleichgewichtes sei, und zwar in absoluter geometrischer Strenge.

Für die Größe der Abplattung eines Körpers von der Masse und Rotationszeit der Erde, erhält man verschiedene Werte, je nach den Annahmen über die Verteilung der Dichte, die man der Rechnung zugrunde legt. Denkt man sich die ganze Masse im Mittelpunkte vereinigt, die Dichte an der Oberfläche also unendlich klein gegen jene im Centrum, so ergibt sich eine Abplattung von nur $^1/_{580}$ (Huyghens), nimmt man aber den Körper homogen an, also die Dichte der Oberfläche gleich der im Centrum, so liefert die Theorie eine Abplattung von $^1/_{232}$ (Newton). Die beobachtete Erdabplattung liegt, wie vorhin mitgeteilt wurde, zwischen diesen beiden Resultaten, und ebenso haben die Beobachtungen ergeben, dass das Innere der Erde dichter sein muss als deren Oberfläche. Ein ferneres, namentlich für die Geogenie interessantes Resultat erhält man, wenn man annimmt, die Erde bestünde aus einem starren kugelförmigen Kern, der oberflächlich mit einer dünnen flüssigen oder plastischen Schichte bedeckt sei, deren Dichtigkeit gleich der wirklichen Dichte der Erdrinde, d. i. gleich der Hälfte der mittleren Dichte der Erde ist. Die Rechnung gibt dann für die Abplattung der Oberfläche den Wert $^1/_{406}$. Da nun die beobachtete Erd-Abplattung viel größer ist, so müssen wir schließen, dass auch in den innern Schichten eine Abplattung von einem gewissen Betrage verhanden sein muss, und zwar muss diese Abplattung von der Richtung sein, in welcher die Centrifugalkraft eine solche erzeugen würde, wenn die Masse flüssig wäre. Die beobachtete Größe der Erdabplattung würde sich also am einfachsten durch die Annahme erklären, dass die ganze Erde einmal flüssig gewesen ist.

Für den Fall eines gänzlich flüssigen rotierenden Sphäroids ergibt sich eine Zunahme der Dichte von der Oberfläche gegen das Centrum und umgekehrt eine Abnahme der Abplattung der einzelnen Schichten von außen nach innen. Nimmt man mit Laplace an, dass die Dichte in der Weise vom Druck abhängig ist, dass die durch eine bestimmte

Druckzunahme erfolgende Kompression um so geringer ist, je größer die vorhandene Dichte bereits ist, dass also die Zunahme der Dichte bei Zuwachs des Druckes der vorhandenen Dichte umgekehrt proportional ist, und setzt man die mittlere Dichtigkeit der Erde gleich der doppelten der Oberfläche, so ergibt sich eine Abplattung von $^1/_{292}$ (Pratt), ein Resultat, das mit der beobachteten Abplattung sehr nahe übereinstimmt. Die Dichte im Centrum der Erde würde nach dieser Hypothese gleich 10 zu setzen sein, oder gleich 1.8 der mittleren Dichte.*)

Gegen dieses Rechnungsergebnis lässt sich aber ein gewichtiger Einwurf erheben auf Grund der Theorie der Erdbewegung. Die Phänomene der Präcession und Nutation und gewisse Störungen des Mondes setzen uns in stand, zwei von einander unabhängige mathematische Ausdrücke für das Trägheitsmoment des Erdsphäroids in Bezug auf seine Hauptachsen aufzustellen. Der eine derselben gestattet die Abplattung der Erde zu bestimmen, wenn die Verteilung der Dichte in deren Innern bekannt ist, während mittelst des zweiten die Abplattung ohne diese Kenntnis bestimmt werden kann. Man ist also in der Lage, zu prüfen, welche Annahmen über die Dichteverteilung im Erdinnern den astronomischen Beobachtungen entsprechen. Nun haben neuerliche darauf bezügliche mathematische Untersuchungen von Roche, Radau und namentlich von Poincaré das Resultat geliefert, dass, welches Gesetz man auch immer über die Änderung der Dichte im Erdinnern annehmen mag, letzteres als flüssig vorausgesetzt, es unmöglich wird, den

---

*) Die Resultate einer eingehenden mathematischen Untersuchung von Lipschitz über die Zunahme der Dichtigkeit von der Oberfläche zum Centrum der Erde haben so viel Interesse, dass sie hier eine kurze Anführung verdienen.

Wenn wir mit r die aliquoten Teile des Erdhalbmessers bezeichnen, so dass an der Erdoberfläche $r = 1$ wird, mit ϱ die Dichte, wie sie sich aus der Rechnung von Lipschitz ergibt, mit g die Intensität der Schwere, jene an der Oberfläche gleich eins gesetzt, und mit p den Druck in Tausenden von Atmosphären, welche die Flächeneinheit jeder Schichte für den Fall erfahren würde, wenn das Erdinnere flüssig wäre, so werden die zusammengehörigen Werte dieser Größen aus folgender Tabelle ersichtlich:

$r = 1$	0.9	0.8	0.7	0.6	0.5	0.4	0.3	0.2	0.1	Centrum
$\varrho = 2.5$	4.0	5.4	6.5	7.4	8.1	8.7	9.1	9.3	9.4	9.45
$g = 1.0$	1.04	1.03	0.98	0.89	0.78	0.65	0.50	0.34	0.17	0.00
$p = 0.001$	425	1040	1800	2615	3440	4200	4840	5390	5610	5720

Die Intensität der Schwere nimmt anfänglich gegen das Erdinnere hinein zu, weil die Annäherung an die dichteren inneren Schichten den Wegfall der Attraktion der äußersten Schale überwiegt. So fand z. B. Airy, dass in dem Kohlenbergwerk zu Harton in Cornwall in einer Tiefe von 383 Meter eine Uhr täglich um $2\,^1/_4$ Sekunden vorausgieng gegen jene an der Erdoberfläche.

v. Sterneck hat in dem 1000 Meter tiefen Adalbert-Schacht in Přibram an vier Orten in nahe äquidistanten Intervallen Untersuchungen über die Intensität der Schwere angestellt, und ist bis jetzt zu folgenden Resultaten gekommen. Wenn eine Uhr an der Oberfläche richtig geht, so eilt sie unter der Erde voraus pro Tag um folgende Zahl von Sekunden

Tiefe	250	500	750	1000 Meter
Acceleration	1.43	1.96	2.95	3.88 Sekunden.

Der erste Wert ist noch etwas unsicher.

unabweislichen Forderungen der Theorie der Präcession zu entsprechen, wenn man nicht eine Abplattung annimmt, welche gleich oder kleiner ist als $^1/_{297}$. Andernfalls müsste die Änderung der Dichte im flüssigen Erdinnern eine Diskontinuität aufweisen, die mit diesem Zustande unvereinbar scheint.

Will man eine aus den neueren geodätischen Messungen gefolgerte Abplattung von $^1/_{294}$ bis $^1/_{292}$ mit der erwähnten Theorie vereinbar machen, so muss man mit Roche die Annahme verwerfen, dass die Erde der Hauptsache nach aus einem flüssigen Sphäroid bestehe, welche als Ganzes um ihre natürliche Rotationsachse sich dreht. Er nimmt deshalb an, die Erde bestehe aus einem soliden Kern, der von einer minder dicken Schicht bedeckt ist, die eventuell teilweise flüssig sein kann. Dann gibt die Rechnung bei Annahme einer Abplattung von $^1/_{291}$ eine mit der Theorie im Einklange stehende Lösung des Problems. Die Dichtigkeit des centralen Kerns ergibt sich daraus zu 7.6 und der Halbmesser desselben zu 0.82 Erdhalbmesser, die Abplattung desselben wäre $^1/_{116}$. Das Erdinnere würde also einem Meteoreisenblock entsprechen, während die Erdoberfläche etwa die Dichte der Meteorsteine (circa 3) hätte.

Man erhält aber auch Auflösungen der Rechnung, die den obigen Bedingungen genügen, für größere Werte der Abplattung, wenn man sich die Annahme erlaubt, welche an sich wahrscheinlich ist, dass die Dauer des Tages seit dem Festwerden des soliden Erdkerns um eine kleine Größe sich geändert habe; für eine Abplattung von $^1/_{292}$ genügt z. B. eine Änderung der Jahreslänge seit dem Beginn des Starrwerdens des Erdkernes um 29.5 Minuten; das Verhältnis der Dichte der Oberfläche zu der des Kernes und dessen Halbmesser braucht sich gleichzeitig nur sehr wenig geändert zu haben.

Zöppritz hat, von der Kant-Laplace'schen Theorie ausgehend, welche für den Erdmittelpunkt eine Temperatur von etwa 100.000 Grad bei einem Druck von einigen Millionen Atmosphären ergeben würde, den Gedanken ausgeführt, dass es sogar möglich wäre, dass das Erdinnere im gasförmigen Zustande befindlich sei. Denn bei so hohen Temperaturen, selbst schon bei etwa 20.000 Grad, wie sie im Abstande von $^1/_{10}$ Erdhalbmesser von der Oberfläche herrschen dürfte, haben nach unseren jetzigen physikalischen Erfahrungen wahrscheinlich alle Körper schon den sogenannten kritischen Punkt hinter sich, so dass sie nur mehr gasförmig existieren und durch keinen noch so hohen Druck zu einer Flüssigkeit komprimiert werden können. Es ist allerdings schwer, sich von einem solchen Zustande der Bestandteile des Erdkörpers eine Vorstellung zu machen, aber ganz zurückweisen lässt sich eine solche Annahme nicht, und sie würde vielleicht einige Schwierigkeiten beseitigen, welche man für den flüssigen wie für den starren Zustand des Erdinnern gefunden hat.

Es wurde schon früher erwähnt, dass die Gleichgewichtstheorie verlangt, dass an der flüssigen Oberfläche eines um eine Achse rotierenden

Himmelskörpers gewisse Relationen zwischen der Gestalt dieser Oberfläche und dem Gesetz der Verteilung der Schwere auf derselben bestehen müssen. Clairaut hat in seinem berühmten Werke über die Gestalt der Erde (1743) zuerst für den Fall eines rotierenden flüssigen Körpers nachgewiesen, dass diese Relationen von folgender höchst einfacher Form sind.*)

Auf der freien Oberfläche eines derartigen elliptischen Sphäroids variiert die Größe der beobachteten Schwere (d. i. die Resultierende aus der Schwerkraft und Fliehkraft) wie das Quadrat des Sinus der geographischen Breite**) und der Überschuss (Δg) der Schwerkraft am Pol gegen jene am Äquator steht zum ganzen Betrage dieser letzteren (g_0) in einem Verhältnis, welches vermehrt um die Abplattung (α) gleich ist dem $2\frac{1}{2}$fachen Verhältnis zwischen der Schwungkraft (f) und der Schwerkraft (g_0) am Äquator. Das Clairaut'sche Theorem ist somit enthalten in den Formeln:

$$g_\varphi = g_0 + \Delta g \sin^2\varphi \qquad \frac{\Delta g}{g_0} + \alpha = 2\tfrac{1}{2}\,\frac{f}{g_0}.$$

Um zur Kenntnis der Abplattung und der Verteilung der Schwere auf der Erdoberfläche zu gelangen, haben die Beobachtungen somit nur die Werte von Δg und g_0 zu liefern, wozu (wenn keine Störungen vorhanden wären) zwei Beobachtungen unter verschiedenen Breiten hinreichen würden. Diesem merkwürdigen Theorem von Clairaut hat dann Laplace eine größere Allgemeinheit gegeben, indem er es auch für einen festen Körper nachwies, wenn derselbe aus annähernd kugelförmigen Schichten von gleicher Dichte besteht, später hat Stokes (1849) gezeigt, dass es giltig ist ohne Rücksicht auf die Konstitution des Erdinnern, wenn nur die Oberfläche eine Gleichgewichtsfläche und ein Sphäroid von geringer Ellipticität ist, wie dies bei der Meeresfläche zutrifft.

Das bequemste Mittel, die Variationen der Schwere auf der Erdoberfläche zu messen, besteht darin, ein und dasselbe Pendel (ein sogenanntes invariables Pendel) an verschiedenen Punkten schwingen zu lassen und die Zahl der Schwingungen während eines mittleren Sonnentages zu bestimmen. Die Physik lehrt ja, dass die Intensitäten der Schwere sich direkt verhalten, wie die Quadrate der Schwingungszahlen. Der absolute Wert der Schwere braucht nur für einen der Punkte bekannt zu sein. Die wichtigsten älteren Messungen dieser Art verdankt man Sabine, der von Bahia bis Spitzbergen (13° S bis 80° N) zahlreiche Beobachtungen ausgeführt hat;***) daneben verdienen auch hervor-

*) Unter der Voraussetzung, dass die Abplattung so klein ist, dass die höheren Potenzen derselben vernachlässigt werden können.

**) Die Theorie ergibt ferner, dass die Schwere auf dem Erdsphäroid unter 62° Breite gleich ist der Schwere auf einer Kugel von gleicher Dichte und gleichem Körperinhalt, also die mittlere Schwere vorstellt.

***) Sabine's Pendel, welches zu London 86.400 Schwingungen vollbrachte (Sekundenpendel), machte auf Spitzbergen 86.433, aber zu St. Thomas nahe dem Äquator nur 86.269 Schwingungen pro Tag.

gehoben zu werden die Beobachtungen von Foster von 63° S. bis 10° N. Br. Seither liegen aber viel zahlreichere Messungen noch von anderen Beobachtern vor, die über alle Meere verteilt sind, und sich auch auf das Innere der Kontinente erstrecken. Vereinigt man diese Messungen nach einer auf die zweckmäßigste Weise durchgeführten Reduktion auf dasselbe Niveau zu einem Gesammt-Resultat, so erhält man nach Helmert:

$$g_\varphi = 9.7800 + 0.0519 \sin^2\varphi.*)$$

Die Beschleunigung der Schwere am Äquator ist demnach 9.7800 Meter, jene am Pol 9.8319 somit $\varDelta g = 0{,}0519$.

Die Erdabplattung berechnet sich hieraus nach dem Clairaut'schen Theorem angenähert aus

$$\alpha = \left(2^1/_2 \times \frac{1}{288.4}\right) - \frac{0.0519}{9.7800} = 0.00335 = \frac{1}{298}.$$

Durch eine genauere Rechnung findet Helmert die aus den Schwerebeobachtungen sich ergebende Abplattung zu $^1/_{299}$, einen Wert, der zufälligerweise mit der Abplattung des Bessel'schen Erdellipsoids übereinstimmt.

Es gibt noch einen von den früheren unabhängigen Weg, zur Kenntnis der Größe der Abplattung des Erdsphäroids zu gelangen. Laplace hat zuerst nachgewiesen, dass die Bewegungen des Mondes durch die Anschwellung der Erdmasse am Äquator eine Störung erleiden, d. h. dass sie anders erfolgen, als wenn die Erde eine Kugel wäre. Er gab eine Formel, welche die Richtung und die Größe dieser Abweichungen in der Mondbewegung für verschiedene Werte der Abplattung der Erde zu berechnen gestattet. Nach den von Hansen abgeleiteten Werten für die Störung der Mondbewegung durch die elliptische Gestalt der Erde ergibt sich eine Abplattung von $^1/_{298}$, ein Wert, der sich mit der Verschärfung der Theorie der Mondbewegung noch ändern kann, aber mit den neueren geodätischen Resultaten gut übereinstimmt, und den Vorteil hat, der mittleren Abplattung der Erde zu entsprechen.

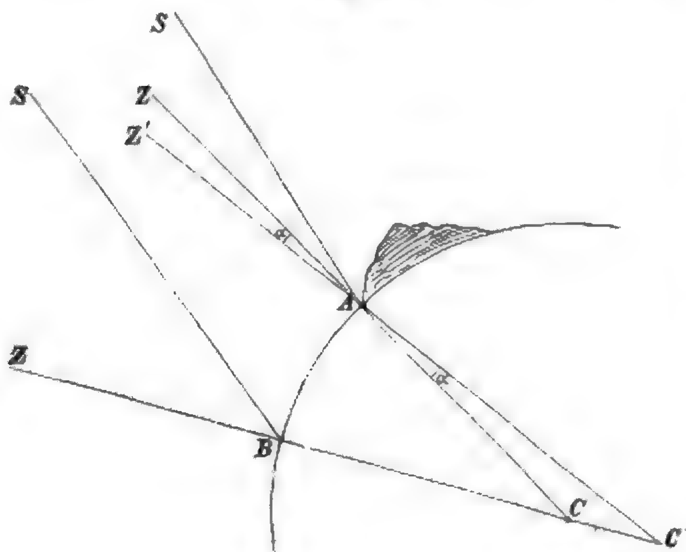
Lotstörungen und die daraus folgenden Hinweise auf Unregelmäßigkeiten der Erdgestalt. Man hat die wahre Gestalt der Erde definiert als die Gestalt der Meeresoberfläche, die man sich etwa mittelst Kanälen durch die Kontinente hindurch fortgesetzt denken kann. Die Oberfläche dieser allverbreitet gedachten Wasserfläche ist der Nullpunkt für die Messungen der Erhebungen und Senkungen auf den Festlandflächen, welche man als Unregelmäßigkeiten der Erdgestalt auffassen muss. Es wurde früher stillschweigend angenommen, dass die Meeresoberfläche in der That eine mathematisch einfach definierbare Gestalt habe, also genau einem abgeplatteten Ellipsoid oder überhaupt einem Sphäroid entspreche.

*) Die Normalschwere unter 45° ist hienach 9.8060, die Länge des einfachen Sekundenpendels unter 45° ist 0.99355 *m*, am Äquator 0.99092 *m*, am Pol 0.99618 *m*. Die Reduktion der unter verschiedenen Breiten beobachteten Intensität der Schwere auf 45° Breite erfolgt mittelst der Formel $g_{45} = g_\varphi\,(1 + 0.00265 \cos 2\varphi)$.

Das müsste auch der Fall sein, wenn die Erde ganz flüssig oder wenigstens mit einem sehr tiefen Ocean ganz allgemein umhüllt wäre. Bei der sehr ungleichmäßigen Verteilung der Massen an der Erdoberfläche, dem Gegensatz zwischen der Masse der dichteren Kontinente (Dichte circa = 2.5) und jener der minder dichten tiefen Oceane (Dichte wenig über 1), kann dies aber nicht mehr der Fall sein, wie eine einfache Überlegung mit Rücksicht auf bekannte physikalische Gesetze lehrt.

Bei Gelegenheit der Gradmessungen machte man oft genug die Erfahrung, dass die astronomisch beobachteten Breiten-Unterschiede zweier Orte mit der trigonometrisch ermittelten Entfernung derselben nicht stimmt. Wenn man mit dem aus allen Beobachtungen ermittelten Werte der Gradlänge und Abplattung wieder zurückrechnet und die beobachteten Polhöhen (oder auch Längen) mit den derart berechneten vergleicht, so findet man bei manchen Punkten Unterschiede zwischen Beobachtung und Rechnung, welche viel zu groß sind, um sie Fehlern zuschreiben zu können und welchen deshalb eine besondere Ursache (Störung) zu Grunde liegen muss. Namentlich in der Nähe von Gebirgen zeigen sich solche Störungen und es ist da leicht einzusehen, dass selbe in einer Ablenkung des Bleilotes durch die Masse des Gebirges ihren Grund haben. Aus nebenstehender Figur 15 ergibt sich, wie durch die Lotablenkung die Zenithdistanzen der Sterne und damit die astronomisch beobachteten Breiten- oder Längen-Unterschiede zweier Orte beeinflusst werden können, und wie man den Betrag der Ablenkung zu ermitteln vermag.

Fig. 15.



Lotablenkung durch Gebirge.

Ist die Zenithdistanz eines Sternes (S) am Fuße eines Gebirges in A beobachtet worden, und ebenso in größerer Entfernung vom Gebirge in B, wo die Attraktion desselben keinen merklichen Einfluss mehr äußert, so ist der astronomische Breitenunterschied der beiden Orte AB gleich der Differenz der Zenithdistanzen des Sternes S in A und B. Das Zenith und darum auch die Zenithdistanzen werden durch das Bleilot, oder, was auf dasselbe hinaus kommt, durch die darauf Senkrechte, die Horizontale, d. i. durch die Wasserwage (Libelle) gegeben, und jede Abweichung des Lotes bewirkt eine ebenso große Abweichung vom wahren Zenith und der wahren Zenithdistanz. Indem das Lot am Südfuße des Gebirges in A

nach Norden hin (die wahre Lotrichtung ZC geht über in die Richtung $Z'C'$) abgelenkt wird, wird die Zenithdistanz des Sternes S vergrößert (um den Winkel α) und die Breitendifferenz C um denselben Betrag vermindert und geht über in C'. Man kann nun durch direkte Messung (Triangulation) die lineare Länge des Bogens BA ermitteln und dann aus der (für kleinere Entfernungen hinlänglich genau) bekannten Größe und Gestalt der Erde den Winkel C, den wahren Breitenunterschied berechnen, so findet man den Ablenkungswinkel $\alpha = C - C'$.

Auf diesem Wege hat man z. B. gefunden, dass zu Wladikawkas das Lot um 35.7 Sekunden nach Süden hin gegen den Kaukasus abgelenkt wird, hingegen zu Duschet auf der Südseite um 18.3 Sekunden nach Norden. Der Breitenunterschied beider Orte wird geodätisch gleich $55^m\ 50.5^s$ gefunden, astronomisch hingegen $56^m\ 44.5^s$. Riesige Lotstörungen zeigen die Hawaiischen Inseln, namentlich Hawaii selbst, dessen mehr als 4000 Meter hohe Vulkane aus einem 4—5000 Meter tiefen Meere aufsteigen. Auf der Südspitze von Hawaii (Ka Lae) erscheint das Lot um 67 Sekunden nach Norden, an der Nordspitze (Kohala) um 30 Sekunden nach Süden hin abgelenkt. Die Insel Maui hat eine mittlere Lotablenkung von 29″, Oahu von 26″ (nach Preston).

Die Ablenkungen der Lotlinien machen sich natürlich nicht nur im Sinne der Meridiane, sondern auch in der Richtung der Parallelkreise geltend, sie beeinflußen nicht bloß die astronomisch bestimmten Polhöhen, sondern auch die Längenunterschiede, dabei stehen sie nicht immer mit der äußeren Verteilung der Massen an der Erdoberfläche in Übereinstimmung. Lotablenkungen kommen auch auf fast ebenem, gleichförmigen Terrain vor (wie in der Umgebung von Moskau*) oder stehen mit derselben geradezu in Widerspruch (wie zu Pisa und Florenz, wo das Lot gleichsam von den Apenninen abgestoßen wird, zu Mangalore und Madras ist das Lot desgleichen gegen die See hin abgelenkt.) Die Ablenkung des Bleilotes in Nordindien gegen den Himalaja hin ist bei weitem nicht so groß, wie sie aus der ungeheuren Masse dieses Gebirges und des tibetanischen Hochlandes gefolgert werden muss. Alles dies weist darauf hin, dass auch unter der Erdoberfläche örtlich Massendefekte oder Massenanhäufungen vorhanden sein müssen.

Da die Oberfläche des Meeres stets senkrecht stehen muss auf der Lotrichtung, d. i. der Richtung der Schwerkraft, so kann dort, wo eine Lotstörung vorhanden ist, auch das Meeresniveau nicht mehr genau der Fläche eines Sphäroids angehören. Indem man also längs einer Horizontalen (der Wasserwage nach) dem Punkte A (Figur 15) zu gegen das Gebirge fortschreitet, erhebt sich das Meeresniveau über die ungestörte

---

*) Die Lotstörung zu Moskau beträgt 10·6″, das Lot ist nach Norden hin abgelenkt. In südöstlicher Richtung wird die Lotstörung allmählich kleiner, verschwindet, und in weiterer Entfernung erscheint das Lot nach Süden hin abgelenkt. Die Pendelbeobachtungen ergaben in der Zone ohne Störung in der That einen Schweredefekt von etwa 1/30 Tausendstel des normalen Wertes, es müssen da Höhlungen oder minder dichte Massen vorhanden sein.

normale Oberfläche des Erdsphäroids (BA), wir entfernen uns von derselben, ohne dass wir dies merken können.

Die nivellierten (sowie die barometrisch gemessenen) Höhen geben stets nur den Vertikalabstand des Ortes von der mehr oder minder gestörten Meeresfläche, nicht aber von der Oberfläche des normalen Erdsphäroids, also auch nicht deren genaue Entfernung vom Erdmittelpunkt.

Für beschränktere Teile der Erde lässt sich aus zahlreichen genau ermittelten Lotstörungen geometrisch die Abweichung der gestörten Niveaufläche von dem angenommenen Erdsphäroid konstruieren. So hat Helmert dieselbe längs des Meridians des Brockens dargestellt. Hienach erhebt sich dieselbe schon nördlich von Celle über das Erdellipsoid (von Clarke), erreicht in der Gegend des Brockens eine Abweichung von + 4 Meter und am Fuße der Bayrischen Alpen + 10 Meter. Auf sehr große Erstreckungen hin oder gar auf ganze Kontinente lässt sich aber das erläuterte Verfahren zur Bestimmung der Lotabweichungen nicht mehr anwenden und wir bleiben da in Ungewissheit über den Betrag der Störungen des Meeresniveaus.*) Durch Nivellements können wir dieselben nicht ermitteln, denn die Wasserwage oder die Visierlinie muss ja den Störungen folgen, weil sie immer senkrecht bleibt auf den Lotlinien, auch dort, wo sie gestört sind. Die Nivellements folgen den Niveauflächen, die dadurch charakterisiert sind, dass sie überall senkrecht auf den Lotlinien stehen. Die Niveauflächen bleiben deshalb «horizontal» auch dort, wo sie in Bezug auf das Erdellipsoid Buckel oder Höhlungen aufweisen.

Auch durch barometrische Messungen oder durch die Luftdruckverteilung können die Störungen des Meeresniveaus nicht erkannt werden, wie mehrfach durch ein Missverständnis angenommen worden ist. Für das Luftmeer gelten ja dieselben Gesetze des Gleichgewichtes und dessen Niveauflächen unterliegen den gleichen Störungen. Es ist also nicht zu erwarten, dass in Mitte der großen Oceane, wenn deren Oberfläche unter das ideale Erdsphäroid eingesenkt ist, sich dies durch erhöhten Luftdruck zu erkennen geben müsste.

Nur durch Messungen der Intensität der Schwerkraft können diese Störungen der Niveauflächen aufgedeckt werden. Denn die Niveauflächen sind keineswegs Flächen gleicher Intensität der Schwere.**)

---

*) Es können längs eines Bogens sehr ansehnliche Lotabweichungen in einerlei Sinn vorhanden sein, ohne dass sich dieser Umstand bei der Ausgleichung in den Polhöhefehlern verrät, da die Amplituden der Bögen nur von den Differenzen der Lotabweichungen beeinflußt werden; wo über große Bögen Lotabweichungen in einerlei Sinn vorhanden sind, dieselben also auch durchschnittlich einen großen Wert haben, erreichen die Abweichungen der Niveauflächen von der Fläche eines Ellipsoids einen erheblichen Betrag. Wenn aber innerhalb kurzer Bögen die Lotablenkungen ihr Zeichen wechseln, bleiben diese Abweichungen nur gering, wenngleich die Lotstörungen sehr groß sein mögen (wie z. B. auf beiden Seiten des Kaukasus).

**) Die sogenannten Niveauflächen, Gleichgewichtsflächen, freie Oberflächen einer Flüssigkeit, sind zwar nicht Flächen gleicher Intensität der Schwerkraft aber Flächen gleichen Potentials derselben. Die einfachste Erklärung für diesen der mathematischen Physik entlehnten Begriff liegt

darin, dass er auch besagt, dass an allen Punkten (am Pol wie am Äquator) die gleiche Arbeit geleistet werden muss, wenn dieselbe Masse von einer Niveaufläche zur nächsten emporzuheben ist; allgemeiner, um eine Masse vom Mittelpunkte der Erde zu irgend einem Punkte ein und derselben Niveaufläche zu heben, ist überall die gleiche Arbeit nötig. Diese Arbeit ist aber gleich dem Produkte aus der Masse m, der Beschleunigung der Schwere g und dem Abstande h der Niveauflächen an der betreffenden Stelle, also gleich mgh. Nehmen wir einen Punkt unter der Breite φ, wo die Beschleunigung g ist, und einen anderen Punkt unter φ', für welchen g' gilt, so muss $mgh = mg'h'$ oder $h' = h(g/g')$, die Abstände der Niveauflächen an verschiedenen Punkten verhalten sich also verkehrt wie die Intensitäten der Schwere daselbst; die Niveauflächen verlaufen demnach nicht parallel. Dies hat für die Nivellements, die ja meist in verschiedenen Niveaus gemacht werden müssen, und für die Ermittelung etwaiger Unterschiede des Meeresniveaus einige Bedeutung. Wir wollen einen extremen Fall annehmen, der wohl in Wirklichkeit nie vorkommen wird.

Denken wir uns, von Archangel unter $64\frac{1}{2}°$ N. erstrecke sich ein völlig horizontales Plateau, das in Archangel 1000 Meter Seehöhe hat, sich hinab nach Odessa unter $46\frac{1}{2}°$ Breite. Wie groß wird die Seehöhe dieses Plateaus in Odessa sein, wenn wir annehmen, dass das schwarze Meer bei Odessa im gleichen Niveau mit dem weißen Meere steht. Diese Seehöhe wird keineswegs auch hier 1000 Meter sein, obgleich das genaueste geometrische Nivellement dieses Resultat ergeben müsste. Bezeichnen wir mit h die Meereshöhe dieses Plateaus in Archangel, mit h' jene zu Odessa, mit g und g' die entsprechenden Intensitäten der Schwere (mittlere innerhalb h und h'), so haben wir

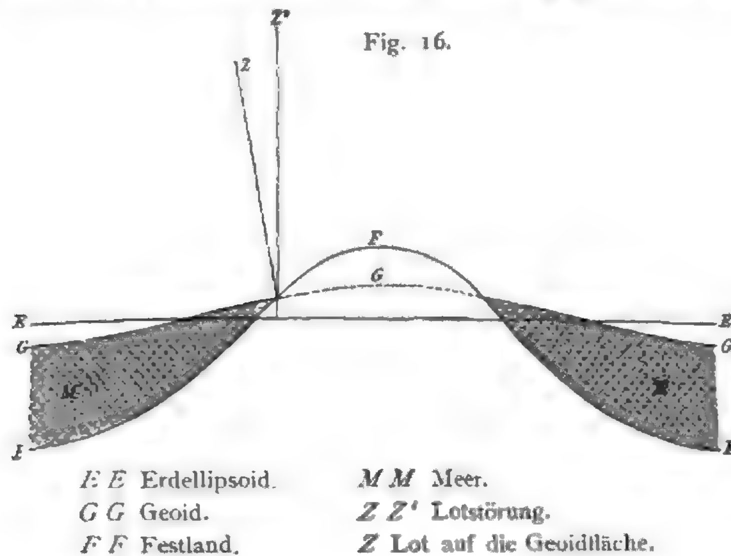
$$h' = 1000\frac{g}{g'} = 1000 \cdot \frac{9{\cdot}8223}{9{\cdot}8073} = 1001{\cdot}53 \text{ Meter.}$$

Unser Plateau hätte demnach in Odessa eine um mehr als $1\frac{1}{2}$ Meter größere Seehöhe. Um so viel entfernen sich die beiden Niveauflächen von einander auf die Distanz vom 64. zum 46. Breitegrad.

Die oben gegebene Definition einer Niveaufläche, als einer Fläche gleichen Potentials der Schwere, gestattet nun auch, eine Vorstellung davon zu bekommen, welchen Einfluss die unregelmäßige Verteilung der Massen an der Erdoberfläche auf die Störung dieser Niveauflächen hat, d. h. auf deren lokale Abweichungen von der regelmäßigen Form eines Ellipsoides, sowie auch auf den allgemeinen Charakter der Unregelmäßigheiten der Schwereverteilung, die dann nicht mehr dem einfachen auf Seite 52 mitgeteilten Gesetze folgen kann. Nehmen wir eine Landmasse an, die aus dem Meere aufragt. Dieselbe wird zunächst durch ihre Attraktion die Intensität der Schwere im Meeresniveau G um g' erhöhen, und ebenso nimmt das Potential der Schwere um V' zu. Dadurch wird aber das Meeresniveau gestört, das ja eine Fläche gleichen Potentials der Schwere sein muss. Das Meeresniveau muss sich um h heben, bis das Potential der Schwere durch diese örtliche Entfernung der Niveaufläche vom Erdmittelpunkte wieder denselben Wert erreicht hat, wie außerhalb des Bereiches der lokalen Massenanhäufung. Nach dem früher Gesagten ist h dadurch gegeben, dass die Arbeit, welche geleistet werden muss, um die Einheit der Masse gegen die Erdschwere G, um h zu heben, gleich dem Zuwachs des Potentials d. i. gleich V' wird, also $Gh = V'$. Die Folge dieser Erhebung des Meeresniveaus ist aber eine Abnahme der Schwere an dessen Oberfläche und zwar um $G\,2h : R$, also um $2V' : R$ oder da, wie die Theorie ergibt, $V' : 2R = g'$ ist, um $4g'$. Die Abnahme der Schwere infolge der Hebung des Meeresspiegels beträgt demnach $4g'$, wenn die Zunahme infolge der Attraktion der Landmassse gleich g' gesetzt wird. Der thatsächliche Effekt der Landmasse ist daher eine Abnahme der Schwere im Meeresniveau um $3g'$ (weil sich die Niveaufläche vom Erdmittelpunkte um h entfernt hat). Umgekehrt senkt sich inmitten der Oceane infolge des Defektes an Masse an der Erdoberfläche (Dichte des Wassers 1 gegen 2·5 des Festlandes) die Niveaufläche, bis das Potential der Schwere wieder den normalen Wert erlangt hat, und die Intensität der Schwere nimmt deshalb um $3g'$ zu. Die unregelmäßige Verteilung der Massen an der Erdoberfläche bewirkt demnach eine Abnahme der Schwerkraft im Meeresniveau an den Küsten der Kontinente und eine Zunahme derselben an den Ufern der oceanischen Inseln; vorausgesetzt, dass die Verteilung der sichtbaren Massen nicht durch eine entgegengesetzte Verteilung der Massen in größeren Tiefen kompensiert wird.

Nach einer von Listing zuerst angewendeten Bezeichnung nennt man jetzt gewöhnlich die wahre äußere Niveaufläche der Erde*) mit ihren örtlichen Deformationen das Geoid, gegenüber dem normalen Erdsphäroid, d. i. der idealen Erdgestalt oder jenem Ellipsoid, das sich dem Geoid am meisten nähert.**) Die nebenstehende Fig. 16 zeigt das Verhältnis der Geoidfläche zur Fläche des Erdellipsoids im Falle einer aus dem Meere aufragenden Festlandsmasse. Z ist die beobachtete gestörte Lotrichtung, Z' die normale, welche auf dem Referenzellipsoid senkrecht steht.

Fig. 16.



E E Erdellipsoid. M M Meer.
G G Geoid. Z Z' Lotstörung.
F F Festland. Z Lot auf die Geoidfläche.

Bedeutung der Schweremessungen für die Ermittlung der Konstitution der oberen Erdrinde. Wenn die Oberfläche der Erde, d. h. die äußere Niveaufläche derselben (das ideelle Meeresniveau), die in jedem Punkte senkrecht auf dem Bleilot stehen muss, genau ein Ellipsoid wäre, so könnte es keine Anomalien in der Zahl der Pendelschwingungen geben, und diese würden überall genau dem Clairaut'schen Theorem entsprechen. Da nun aber thatsächlich die Beobachtungen lokale Abweichungen von der theoretischen Verteilung der Schwerkraft ergeben, so müssen notwendigerweise entweder Anomalien in der Gestalt der Erde vorhanden sein oder es müssen lokale Massenanhäufungen oder Massendefekte unterhalb des Beobachtungsortes existieren. Dergestalt liefern die Schweremessungen auch Hinweise auf die Konstitution der oberen Erdkruste.

Die Pendelbeobachtungen haben vielfach nicht bloß lokale, sondern auch weit verbreitete Abweichungen der Schwerkraft in gleichem Sinne (regionale Anomalien) von den theoretischen Werten ergeben. Um die in verschiedenen Höhen (Abständen vom Meeresniveau) beobachtete Schwerkraft mit den theoretischen oder normalen Werten derselben vergleichen zu können, muss man erstere vorher auf das Niveau des normalen Erdsphäroids reducieren. Hier begegnen wir sogleich der zunächst unüberwindlichen Schwierigkeit, dass wir den wahren Abstand des Beobachtungspunktes von dem Niveau des «Referenz-Ellipsoides» gar nicht kennen, weil unsere Höhenbestimmungen (Nivellements) sich nur auf die Oberfläche des Geoids beziehen, also auch dessen etwaigen Unregelmäßigkeiten folgen. Befindet sich der Beobachtungspunkt auf einer Er-

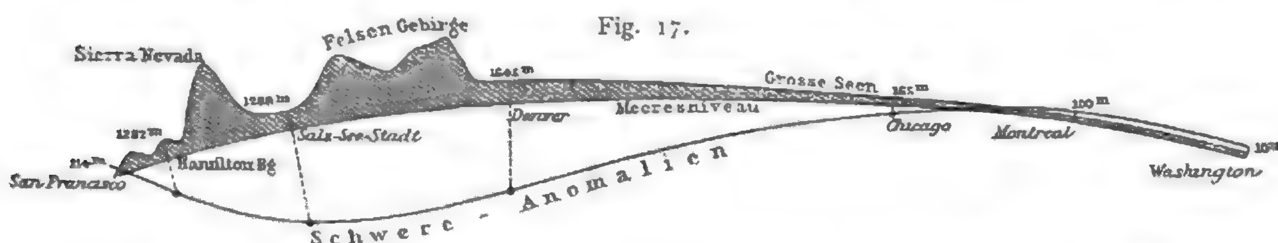
*) D. i. die Meeresfläche in ihrer gedachten Fortsetzung unterhalb der Kontinente.

**) Meist kurz «Referenzellipsoid» genannt.

hebung des Geoids über das Ellipsoid, so werden wir mit einer zu kleinen Höhe die Reduktion auf dasselbe vornehmen, die Reduktionsgröße fällt zu gering aus, und damit auch der reducierte Wert der Schwerkraft, umgekehrt wird es sich auf den Einsenkungen des Geoids verhalten.

Nun haben in der That die Pendelbeobachtungen systematische Abweichungen der Schwerkraft auf den höheren Teilen der Kontinente und auf den Inseln inmitten der Oceane ergeben; auf jenen hat man die Schwerkraft im allgemeinen zu klein gefunden, auf letzteren zu groß, also gerade so, wie man es aus theoretischen Gründen voraussetzen müsste, wenn innerhalb der Kontinente die Geoidfläche sich wegen der Massenattraktion derselben beträchtlich über das Erdellipsoid erhebt, inmitten der großen Oceane aber, wegen deren Massendefekt, sich unterhalb desselben einsenkt. Ein schönes Beispiel dafür geben die Pendelbeobachtungen in Ostindien von der Koralleninsel Minicoy im indischen Ocean unter 8° Breite quer durch ganz Vorderindien in das Hochland von Tibet hinein. Auf Minicoy zeigt das Sekundenpendel eine Abweichung von + 3.9 Schwingungen pro Tag, also eine zu große Intensität der Schwere, im mittleren Teile von Vorderindien beträgt die Abweichung hingegen

Fig. 17.



Verteilung der Intensität der Schwere und der Landerhebung unter 40° Breite quer durch Nord-Amerika nach Defforges.

— 2 bis — 3 Schwingungen pro Tag, am Fuße des Himalaja unter 30½° Breite steigt dieselbe auf — 7 Schwingungen und erreicht in Moré auf dem Hochplateau (in 4700 Meter) sogar ein Deficit von 23 Schwingungen (reduciert auf das Meeresniveau des Geoids) gegenüber dem für diese Breite berechneten Wert. Hier sehen wir in der That die scheinbare Schwerkraft gegen das Innere des Kontinents ziemlich regelmäßig abnehmen und dort das größte Defizit eintreten, wo auch die sichtbaren Massen die größte Erhebung des Geoids über das Ellipsoid vermuten lassen müssen.

Ein ebenso lehrreiches Verhalten zeigen die jüngsten Pendelbeobachtungen von Defforges quer durch Nordamerika unter circa 40° Breite. In Figur 17 sind unterhalb (respektive oberhalb) eines Höhenprofiles längs dieses Parallels die Schwere-Anomalien eingetragen und durch eine Kurve verbunden, so zwar, dass die zu kleinen Werte der Schwere unterhalb des Parallelbogens, die zu großen oberhalb desselben, im Verhältnisse zu ihrer Größe, eingezeichnet worden sind.

Aus dieser Figur ersieht man deutlich, dass die Minderwerte der Schwere den Massenerhebungen über das Meeresniveau ziemlich regelmäßig folgen und ihnen (im umgekehrten Verhältnisse) entsprechen.

An der Ostküste der Vereinigten Staaten ist die Beschleunigung der Schwerkraft noch um circa 0.3 Millimeter zu groß gegen den theoretischen Wert.*) Auf dem Plateau des Felsengebirges in 1500 bis 2000 Meter ist sie dagegen um 2.4 Millimeter zu klein, an der Westküste zu St. Francisco dagegen wieder etwas zu groß. Die oceanischen Inseln im atlantischen Ocean haben eine große positive Schwereabweichung im mittleren Betrage von 1.9 Millimeter, die Schwerebeschleunigung auf den Inseln des pacifischen Oceans ist sogar um 2.2 Millimeter zu groß.**)

Fig. 18.

Linien gleicher Schwereabweichung über der Adria nach Triulzi.

Über die Verteilung der Anomalien der Schwerkraft über dem Meere im Gegensatz zu jener über den Kontinenten liefern die jüngsten Messungen der Intensität der Schwere im adriatischen Meere durch die österreichische Marine ein sehr charakteristisches und lehrreiches Bild, das erste seiner Art. Fig. 18 zeigt Linien gleicher Abweichung der Schwere von den normalen Werten über der Adria; die Abweichungen sind in Einheiten der fünften Decimale der Schwerebeschleunigung angegeben oder in Hundertel des Millimeters. Man sieht, dass die Intensität der Schwere überall von der Küste gegen die Mitte der Adria hin zunimmt.***) In der Mitte der Adria ist der Schwereüberschuss am größten und

*) Nach dem Clarke'schen Ellipsoid berechnet; die beobachteten Werte sind vorher nach Bouguer's Formel auf das Meeresniveau reduciert worden.

**) Nach Helmert geben 38 Festlandstationen in der Niederung im Mittel einen normalen Wert der Schwere (allerdings hat Helmert die Inselstationen bei Aufstellung seines normalen Wertes der Schwere ausgeschlossen). 37 Küstenstationen zeigen eine Abweichung von + 0.3 Millimeter, 16 kleine Inseln von + 2.0 Millimeter, die 7 vom Lande entferntesten Inseln geben + 2.5 Millimeter.

***) Der Verlauf der Linien über dem mittleren Teile der Adria ist allerdings etwas hypothetisch und bloss nach der beobachteten Schwerezunahme von der Küste gegen die Inseln konstruiert.

beträgt 1.2 Millimeter (Vergrößerung der Schwerebeschleunigung) im südlichen tiefsten Becken sogar 1.6 Millimeter. Die Linie ohne Schwereanomalie läuft den Küsten entlang, die östlichen Abhänge des Appenin haben zu große Schwere. Auf der Linie Curzola, Lagosta, Vieste (Halbinsel mit dem Monte Gargano) zeigt sich eine auffallende Störung im Verlaufe der Schwerelinien, welcher auch eine Störung in der Verteilung der magnetischen Elemente entspricht.

Der Schwereüberschuss auf den Meeren könnte zunächst dahin gedeutet werden, dass denselben wirklich Einsenkungen der Geoidfläche unter die Fläche des Referenz Ellipsoides entsprechen. Diese Einsenkungen müssten auf 7—800 Meter geschätzt werden, wenn man von einer im wesentlichen überall gleichen Verteilung der Dichte der Erdkruste ausgeht und den Attraktionskalkul auf die sichtbare und erkundete Massenverteilung auf der Erdoberfläche anwendet.*)

Diese vom rein physikalischen Standpunkte aus völlig plausible Annahme über die Ursache der großen regionalen Schwereabweichungen ist aber nicht ohne begründete Einwendungen geblieben. Es wäre ja anderseits auch möglich, dass die örtlich ungleiche Dichte der Erdkruste einen größeren oder kleineren Teil der Unregelmäßigkeiten der Schwerkraft verursacht. Dass die Attraktion nicht immer der äußeren Massenverteilung entspricht, dafür haben wir schon bei den Lotstörungen Beispiele gegeben. In einer epochemachenden Diskussion einiger Ergebnisse der großen indischen Gradmessung ist Pratt (1854 und 1860) zu dem Schlusse gekommen, dass unterhalb der Gebirgsmasse des Himalaja eine Verminderung der Masse (Dichte) vorhanden sein müsse, weil andernfalls die Abweichungen zwischen den beobachteten und den berechneten Polhöhen am Fuße dieses Gebirges viel größere Werte erreichen würden. In neuerer Zeit hat namentlich Faye die Ansicht verteidigt, dass unter den Gebirgen und unter den Kontinenten Massendefekte vorhanden sind.

Um die zu große Schwere auf den Inseln zu erklären, nimmt Faye an, dass die Erdkruste unterhalb der Oceane viel dichter sei, als unterhalb der Kontinente und zwar aus dem Grunde, weil durch das kalte Bodenwasser der Oceane die Erdrinde unterhalb einer viel rascheren und stärkeren Abkühlung ausgesetzt wäre und darum auch stärker kontrahiert sein müsse. Das Bodenwasser der Oceane in 4—5000 Meter Tiefe hat nahe 0 Grad, unterhalb der Kontinente herrscht aber in gleicher Tiefe eine Temperatur von vielleicht 250 Grad. Die Dicke und die Dichte der

*) Bruns hat unter der Annahme eines Tafellandes am Äquator, das aus einem 3000 Meter tiefen Meere zu einer mittleren Höhe von 300 Meter sich erhebt und über 45 Längengrade sich erstreckt, berechnet, dass der Unterschied zwischen der größten Hebung der Geoidfläche (Niveaufläche) im Innern des Landes gegenüber der tiefsten Senkung desselben im Ozean 550 Meter betragen würde. Helmert findet mit Rücksicht auf die mittlere Höhe der 5 Kontinente, dass durch die Masse derselben die Geoidfläche unterhalb derselben um 400 Meter ansteigen und über den Oceanen um ebenso viel sich senken könnte.

festen Erdkruste unterhalb der Oceane muss daher viel größer sein als unter den Kontinenten.*)

Die Ansicht einer Kompensation der äußeren sichtbaren Massenanhäufungen auf der Erdoberfläche durch unterhalb befindliche Massendefekte, die früher doch nur als eine allerdings plausible Hypothese gelten konnte, hat erst durch die Untersuchungen von R. v. Sterneck über die Verteilung der Intensität der Schwere in den Ostalpen eine wesentliche Stütze erhalten. Sterneck war der erste, der, durch den von ihm vereinfachten Pendelapparat unterstützt, auf einem kleineren Gebiete die regionale Verteilung der Schwere-Anomalien durch mehrjährige sehr zahlreiche Beobachtungen festgestellt hat.

Sterneck hat längs der Brennerlinie von München bis Padua, namentlich an 45 Punkten in den Tiroler Alpen relative Schweremessungen angestellt, die nach der Reduktion durch Helmert das überraschende Resultat ergeben haben, dass, wenn man die Attraktion der über die Meeresfläche aufragenden Massen abzieht (d. h. die beobachtete Schwerkraft mit Rücksicht auf die den Beobachtungspunkten unterliegenden Gesteinsmassen auf das Meeresniveau reduciert) die Schwerkraft in den Tiroler Alpen viel zu klein herauskommt. Der Unterschied zwischen den beobachteten (reducierten) und den theoretischen Werten der Schwerkraft beträgt für die Tiroler Alpen (von Innsbruck bis Landeck im Norden und Bozen bis Stilfserjoch im Süden) ziemlich gleichmäßig — $0{,}0012$ Meter, d. i. die Beschleunigung der Schwere im Meeresniveau ist um $1{,}2$ Millimeter zu klein.**) Dies entspricht einem unterirdischen Massendefekt, der einer Schichte (im Meeresniveau) von circa 1300 Meter Dicke, und einer Dichte von $2{,}4$ gleich käme. Da die über das Meeresniveau aufragenden Massen der Tiroler Alpen einer Schichte von 1700 Meter Dicke und $2{,}4$ Dichte gleich kommen, so sind diese Gebirgsmassen durch unterirdische Massendefekte größtenteils kompensiert. Dies gilt allerdings nur im großen und ganzen, nicht aber im einzelnen. Der centrale Gebirgsstock der Tiroler Alpen erscheint nach Sterneck's Schweremessungen nur zur Hälfte kompensiert, der Schöckl bei Graz zeigt (wie der Inselsberg in Thüringen) gar keine Kompensation seiner Masse. Das Vorland der Ostalpen zeigt nur geringe Schwerestörungen. München hat gar keine Störung, Wien zeigt einen kleinen Schwereüberschuss, Padua zeigt einen geringen Schweredefekt.

Helmert findet ferner, dass auch die Pendelbeobachtungen im Kaukasus***) und im Himalaja auf Massendefekte unterhalb dieser Gebirgs-

*) Die Adria zeigt aber, dass auch bei einer Bodentemperatur von 12—13° C. und einem geringern Temperaturgegensatz gegen die Kontinente in gleicher Tiefe die positive Schwereanomalie doch sehr beträchtlich sein kann.

**) Collet hat später in den Alpen der Dauphiné einen ganz gleichen Schweredefekt gefunden, zu la Bérarde am Fuße 4000—4100 Meter hoher Berge (Heije und Pelvoux) — $0{,}00127$ Meter. Die Schwereanomalie ist daher wohl für die ganzen Alpen ziemlich die gleiche.

***) Die Lotstörungen am Nord- und Südfuße desselben stehen damit nicht im Widerspruche, dieselben werden durch die Annäherung an die großen oberirdischen Massen hervorgebracht.

massen hinweisen, welche die oberirdischen Massenanhäufungen ganz oder doch größenteils kompensieren. Allerdings ist bei diesen Berechnungen die Erhebung der Geoidfläche unterhalb dieser Gebirgsmassen als so gering angenommen, dass sie gegen die Mächtigkeit der Störungsschichte vernachlässigt werden kann.

Diese Ergebnisse, sagt Helmert, legen den Analogieschluss nahe, dass auch die gewaltigen Massen der aus dem Meeresgrunde aufragenden Festländer durch darunterliegende Massendefekte mehr oder weniger kompensiert seien. Wenn die Inseln im tiefen Ocean einen Schwereüberschuss aufweisen, so darf man wohl dort unterhalb des Oceans in der Erdrinde eine Massenanhäufung annehmen. Die Abstände des Geoids vom Erdellipsoid dürften ± 200 Meter kaum überschreiten.*) Dieser Betrag wäre auch ausreichend, um die Ergebnisse der Gradmessungen und der Pendelbeobachtungen in Bezug auf die Erdabplattung zu erklären.

Die Massendefekte unterhalb der Gebirge und der Kontinente braucht man sich nicht als Hohlräume vorzustellen, es genügt, den Massen unterhalb in einer Tiefe von 100 (Alpen) oder 200 Kilometer (Himalaja) ein geringeres specifisches Gewicht zuzuschreiben. Man könnte als vorläufiges allgemeines Ergebnis der Pendelbeobachtungen den Satz hinstellen, dass in der Erdrinde von einer Tiefe von etwa 100—200 Kilometer längs einer Lotlinie aufwärts bis zur Oberfläche die mittlere Dichte überall die gleiche zu sein scheint. So hat sich ein Ausspruch von A. v. Humboldt bewahrheitet, in welchem er das Pendel ein geognostisches Instrument genannt hat.**)

---

*) Hergesell ist auf einem andern Weg als Helmert zu dem gleichen Resultat gelangt, er findet, dass die Abweichungen des Geoids vom Ellipsoid 250 Meter nicht überschreiten dürften.

**) Da man über die Lage und Tiefenerstreckung der unterirdischen Massen (oder Massendefekte) welche die lokalen Anomalien der Intensität der Schwere erzeugen, nichts weiss, so muss man, um durch Rechnung zu einer Schätzung der Größe derselben gelangen zu können, von einer bestimmten Annahme ausgehen, also z. B. die Masse suchen, welche im Meeresniveau angebracht, nach außen die gleiche Wirkung ausüben würde. Dabei denkt man sich, die störende Masse sei durch die Kondensation einer Schichte von der Dicke D und der Dichte σ' auf das Meeresniveau entstanden, also gleich $D\sigma'$ zu setzen.

Bezeichnen wir mit g die auf das Meeresniveau reducierte beobachtete Schwere, mit γ die normale für den Ort berechnete Schwerkraft und mit R den Erdhalbmesser, so können wir (nach Helmert) genähert setzen

$$g - \gamma = \frac{3\gamma}{2R} \cdot \frac{D\sigma'}{\sigma}$$

wo σ die mittlere Dichte der Erde ist. Der Ausdruck rechts entspricht aber noch nicht in allen Fällen der beobachteten Schwerestörung, dieselbe kann zum Teile auch von der Hebung (oder Senkung) der Fläche des Geoids am Beobachtungspunkte über (oder unter) die Fläche des Erdellipsoids abhängen, für welches γ berechnet worden ist. Bezeichnen wir mit r die Erhebung der Geoidfläche am Beobachtungspunkt über das Referenzellipsoid, also gleichsam die Störung des Radius Vektors der Meeresfläche, so ist der complete Ausdruck für die Störung der Schwerkraft (genähert)

$$g - \gamma = \frac{3\gamma}{2R}\left(\frac{D\sigma'}{\sigma} - r\right)$$

Wichtige Folgerungen über den Grad der Starrheit der festen Erdkruste und neue Gesichtspunkte inbetreff der eben besprochenen Verhältnisse verdanken wir den erst im Jahre 1894 ausgeführten Schweremessungen quer durch Nordamerika an 26 Punkten längs des 39sten Parallels. Die Appalachen, die weiten niedrigen Ebenen des Innern, die großen Hochebenen des Felsengebirges von 1500—2000 Meter Seehöhe, Gipfel von 4300 Meter (Pike's Peak) wurden in das Netz der Schwerebeobachtungen einbezogen. Um die Resultate dieser Messungen mit der normalen aus der Erdgestalt für die gleiche Breite berechneten Intensität der Schwere vergleichen und derart die Schwerestörungen und deren Charakter aufdecken zu können, wurden die Messungen nach drei verschiedenen Methoden auf das Meeresniveau reduciert und die Ergebnisse mit den entsprechenden normalen Werten verglichen. Es ergab sich derart:

1. Die nach Bouguer's Methode, d. h. mit Berücksichtigung der ganzen über das Meeresniveau erhobenen Masse auf ersteres reducierten Werte ergaben für die westlichen Gebirgsgegenden und Plateaus den uns schon bekannten Defekt der Schwere, gegenüber den normalen Werten. Dieser Defekt erscheint nahe proportional der mittleren

---

Wir haben demnach in dem Ausdruck für die Ursache der Schwerestörung zwei Unbekannte zugleich, und können deshalb eine derselben nur dann berechnen, wenn wir die andere als gegeben betrachten. Stellen wir aber obige Gleichung für zwei benachbarte Gegenden auf, für welche der Wert von r ziemlich gleich angenommen werden darf, so verschwindet in der Differenz derselben die Größe r und wir können den Unterschied der störenden Massen unterhalb derselben recht genau ableiten. Nach Ergebnissen der Gradmessungen und theoretischen Überlegungen dürfte der Wert von r innerhalb der Kontinente auf Entfernungen von einigen Hunderten von Kilometern ziemlich der gleiche sein. An den Kontinentalküsten aber und auf Entfernungen von 1000 *Km* und mehr, vereitelt der unbekannte Wert von r, der als Vielfaches in die Gleichung zur Bestimmung von D eintritt, eine genauere Berechnung der Störungsmassen.

Wenden wir nun obige Gleichung zur Berechnung des Massendeficites unterhalb der Tiroler Alpen an, so können wir nach Helmert die Größe r fürs erste vernachlässigen, denn das Geoid schließt sich in Europa dem Clarke'schen Ellipsoid bis auf wenige Dekameter Abweichungen an. Setzen wir $g - \gamma = - 0.0012$, $\gamma = 9.8$ und $\sigma' = 2.4$, so wird $D = 1280$ Meter, oder etwas über 1000 m, wenn wir $\sigma' - 2.8$ annehmen. Dies entspricht der Größe des Massendeficites unterhalb der Tiroler Alpen, von dessen wahrer Lage und Beschaffenheit (ob Hohlraum oder Vorhandensein minder dichter Massen) man nichts weiss. Davon wäre eigentlich noch die Größe $\frac{\sigma}{\sigma'} \cdot r$, also circa $2\,r$ abzuziehen. Setzt man im Maximo $r = 100$ *m*, so erniedrigt sich D doch nur um 200 *m*.

Denken wir uns eine Masse D von der Dichte σ' aus der Erdkruste herausgenommen und auf dieselbe als Gebirge aufgesetzt, so erläutert dies die an sich etwas absurd scheinende Bezeichnung eines auf das Meeresniveau kondensierten Defektes oder gar Hohlraumes und entspricht auch dem Ergebnis der Schweremessungen, nach welchen das Material des Gebirges als der Erdkruste entnommen angesehen werden kann. (Pratt.) Die Gesammtmasse ist nicht alteriert, aber das Gebirge weggenommen gedacht (die Schwerkraft auf das Meeresniveau reduciert) muss jetzt die Schwerkraft im Meeresniveau zu klein gefunden werden. Das oberirdische Gebirge von der Masse $D\,\sigma'$ entspricht der Verminderung der Masse (Dichte) unterhalb.

Seehöhe, zeigt aber keine Beziehung zu den einzelnen Höhen und Massenerhebungen, desgleichen nicht zur Entfernung vom Ocean.*)

2. Bringt man an die beobachteten Werte der Schwere nur die Höhenkorrektion an ohne Rücksicht auf die unterhalb (bis zum Meeresniveau) befindlichen Massen und vergleicht dieselben mit den für die gleiche Breite normalen Werten, so ergibt sich dann allerdings kein allgemeiner Defekt der Schwere mehr, die Summe der Abweichungen wird viel kleiner, sie sinkt auf ein Viertel etwa herab (gegenüber 1), aber diese übrig bleibenden Abweichungen erreichen in den Gebirgsgegenden große Beträge, und es zeigt sich dann ein Überschuss an Schwerkraft auf den das mittlere Niveau der Gegend überragenden Erhebungen (Bergmassen) und ein Fehlbetrag in den Einsenkungen unter dasselbe.

3. Folgt man diesem Fingerzeig und berücksichtigt bei der Reduktion nur die das mittlere Niveau der Gegend überragenden Massen, sowie den Massendefekt der Einsenkungen unterhalb desselben, zieht man also z. B. von der auf einem Berge beobachteten Schwerkraft die Attraktion der Masse des Berges ab, soweit sich dieselbe über die mittlere Höhe des Terrains erhebt,**) dem der Berg aufgesetzt ist, so verschwinden alle größeren Differenzen zwischen den beobachteten und den aus der Erdgestalt berechneten Werten (die Summe der Abweichungen ist dann wenig mehr als $^1/_{20}$ gegenüber 1 und sehr klein). Auch für die Reduktion

---

*) Die Bearbeitung von über 300 Schwerebeobachtungen, die v. Sterneck in den Jahren 1887—1893 in Österreich-Ungarn ausgeführt hat, ergeben in dieser Beziehung gleichfalls interessante Resultate. Die Beobachtungen sind im wesentlichen nach Bouguer's Methode auf das Meeresniveau reduciert und dann mit den theoretischen Werten verglichen worden. Nach dieser Reduktion zeigt die ungarische Niederung überall eine zu große Schwere; längs einer Linie durch die Karpaten findet man nördlich von deren Kammlinie eine zu kleine, im Süden davon eine zu große Schwere. Böhmen hat zumeist positiven Schwereüberschuss (nördlich von Prag bis zu + 0,7 Millimeter), der Südwesten aber hat eine zu kleine Intensität der Schwerebeschleunigung (bis − 0,8 Millimeter). Drückt man $g - \gamma$ in Einheiten der fünften Decimale des Meters aus, so entspricht ungefähr das Zehnfache dieses Wertes der Dicke der im Meeresniveau angebracht gedachten Störungsmasse, wenn dieselbe durch eine Steinplatte dargestellt wird. Für Budapest ist z. B. $g - \gamma = + 64$, eine Steinplatte von 640 Meter Dicke würde diesen Überschuss der Schwerebeschleunigung hervorbringen können.

Ganz kürzlich hat v. Sterneck eine höchst interessante Karte des Verlaufes der Linien gleicher Schwereabweichungen für West-Österreich veröffentlicht, über welches Gebiet er ein dichtes Netz von Schweremessungen gezogen hat. Zum großen Teile kommt eine Station auf je 25 Kilometer Entfernung. Die Gebiete der Schweredefekte und des Schwereüberschusses werden hiernach hauptsächlich (aber nicht im Einzelnen) durch das Bodenrelief bestimmt, die Gebirgsmassen der Alpen, des Böhmerwaldes bedingen einen Schweredefekt, die Niederungen des mittleren Böhmen, Niederösterreich, das Marchfeld und die oberungarische Ebene haben einen Schwereüberschuss. Eine Beziehung der Schwereabweichungen zu den sichtbaren geognosischen Verhältnissen des Gebietes lässt sich nicht erkennen.

**) Bei der Reduktion der hier betrachteten Schweremessungen hat man die mittlere Höhe des Terrains im Umkreise von ca. 1600 Kilometer um die Station berücksichtigt. Diese Annahme ist natürlich etwas willkürlich und es dürfte der Umkreis wohl noch größer zu nehmen sein.

der auf Inseln beobachteten Schwerkraft scheint diese Methode den gleichen Erfolg zu haben.*)

Daraus kann man für die Konstitution der Erdkruste die folgenden wichtigen Schlüsse ableiten, indem man einen schon 1855 von Airy zuerst ausgesprochenen Gedanken im Lichte dieser Ergebnisse weiter verfolgt.

Wäre die Erdkruste so dünn und nachgiebig, dass die Gebirgsmassen in die unterhalb befindlichen dichteren und vollkommen plastisch, wenn nicht gar flüssig angenommenen Massen einsinken (wie Airy in Bezug auf den Himalaja angenommen hat, um den Mangel größerer Lotstörungen zu erklären), also gleichsam in denselben schwimmen, so würden dieselben wie ein Eisberg, der im dichteren Meerwasser schwimmt, sozusagen im hydrostatischen Gleichgewichte sich befinden. Es ist dann kein Massenüberschuss an der Stelle vorhanden, denn die hervorragende Masse des Gebirges wird kompensiert durch die unterhalb verdrängte dichtere Masse. Die Schwereabnahme auf dem Gipfel eines solchen schwimmenden Berges erfolgt wie bei freier Erhebung.**)

Aus den unter 2. angeführten Resultaten ergibt sich, dass im allgemeinen in Bezug auf die großen Kontinentalerhebungen diese Annahme zuzutreffen scheint, denn die Intensität der Schwere auf denselben (im Flachlande) entspricht der normalen,***) wenn sie bloß mit Rücksicht auf die Seehöhe auf das Meeresniveau reduciert wird. Die Massenerhebungen der Kontinente scheinen demnach kompensiert zu sein, gleichsam im hydrostatischen Gleichgewichte in Bezug auf die unterliegenden Massen sich zu befinden. Die amerikanischen Geologen haben diesen Zustand den der «Isostasie» genannt.

Wenn also die Kontinente «isostatisch» sind, so bedeutet dies, dass die Kontinentalplatten (die Erdkruste) nicht absolut starr sind, sondern unter ihrem eigenen Drucke eine Durchbiegung erfahren und teilweise in die unten liegenden Massen eintauchen.

Wie aber aus den unter 3. mitgeteilten Ergebnissen geschlossen werden muss, sind die einzelnen den Kontinentalplatten aufgesetzten Gebirge nicht für sich kompensiert (wie sich Airy dachte), sondern werden von ersteren getragen, wobei die Kontinentalplatte als Ganzes unter dieser Last noch etwas mehr einsinkt. So könnten Eisberge von einer mächtigen ausgedehnten Eistafel getragen werden, ohne selbst einzusinken, es taucht aber das ganze Eisfeld soweit ein, daß es sammt seiner Last im hydrostatischen Gleichgewicht sich befindet. Örtlich, wo der Eisberg sich befindet, existiert jedoch ein Überschuss an Masse, und die Intensität der Schwere würde um die Attraktion derselben vergrößert erscheinen, wie dies bei dem Felsengebirge und den Appalachen thatsächlich der

*) Es ist in diesem Falle die Attraktion der Masse der Inselpfeiler mit Rücksicht auf das verdrängte Wasser in Rechnung zu stellen.

**) Die Reduktion auf das Meeresniveau wäre also $+ (2h : R)$, wo h die Seehöhe der Station.

***) Von lokalen Störungen abgesehen.

Fall ist. Die Attraktion dieser aufgeladenen Masse ist deshalb bei der Reduktion der Schwere aufs Meeresniveau in Abzug zu bringen, aber nicht zugleich die des Sockels, von welchem sie getragen wird.

Die meisten lokalen Eigentümlichkeiten in der Verteilung der Intensität der Schwere finden derart eine einfache und rationelle Erklärung durch die Annahme, dass ein Kontinent nahezu «isostatisch» ist, aber nur als Ganzes.

Die Thatsache, dass 6 Stationen von Pikes Peak bis über die Salzseestadt hinaus auf 600 Kilometer Erstreckung einen mittleren Schwereexcess haben, welcher der Attraktion einer Felsplatte von 410 Meter Mächtigkeit äquivalent ist, zeigt, dass die Lithosphäre doch eine bedeutende Tragkraft oder Starrheit besitzt.

Magnetismus der Erde.

Die Erde verhält sich wie ein großer Magnet. Ein einfacher Versuch lehrt dies. Hängen wir einen Magnetstab so auf, dass er sich frei in einer horizontalen Ebene bewegen kann, so bleibt er nur in einer ganz bestimmten Lage in Ruhe. Lenken wir ihn aus derselben ab, so kehrt er stets wieder in dieselbe zurück und zwar in der Weise, dass jenes Ende des Magnetstabes, das früher gegen Norden gerichtet war, auch später immer wieder diese Lage einnimmt. Dieser Magnetpol scheint also vom Nordpol der Erde angezogen zu werden, der andere dagegen wird von demselben abgestoßen. Wir sehen also die Wechselwirkung zweier Magnete vor uns. Ein stabförmiger frei beweglicher Magnet stellt sich stets mehr oder minder genau, je nach der Erdstelle, in die Richtung Nord-Süd und dadurch ist die Magnetnadel ein unentbehrliches Orientierungsmittel für den Seefahrer geworden.

Die Chinesen sind die ersten gewesen, die sich der Nord-Südweisung der Magnetnadel und zwar zuerst auf Landreisen bedient haben. Man ließ den Magnet auf Wasser schwimmen und eine kleine mit demselben verbundene Figur wies mit dem Arm nach Süden. Der erste Autor, der die «südweisende Nadel» erwähnt, lebte im 4. Jahrhunderte vor Christus. Zu Anfang des 12. Jahrhunderts beschreibt ein chinesischer Gesandter nach Korea den Gebrauch schwimmender Nadeln an Bord der Schiffe, mit denen er die Reise machte. Von den Chinesen erhielten die Araber den Kompass, und letztere, die namentlich mit Amalfi in lebhafter Handelsverbindung standen, brachten die Kenntnis desselben nach Europa. Den Europäern eigen ist die Anwendung des Kompasses zur Orientierung in den Bergwerken. Georg Agricola (1530) gibt die erste Nachricht vom bergmännischen Kompass.

Deklination. Daß die Magnetnadel nicht genau nach dem Nord- oder Südpunkt des Horizontes hinweist, war gleichfalls schon den Chinesen bekannt, ohne dass sie jedoch Messungen dieser Abweichung des Magnets von der reinen Nord-Südlinie angestellt zu haben scheinen. Im Abendland nannte man die magnetische Abweichung, d. i. den Winkel, welchen die Richtung der Nadel (der magnetische Meridian) mit dem Erdmeridian einschließt, anfänglich «Variation», während jetzt die Bezeichnung «Deklination» sich allgemein eingebürgert hat. Im Jahre 1701 erschien die erste Deklinations- oder Variations-Karte von Halley für den atlantischen und indischen Ocean. Halley zog Linien, welche jene Orte mit einander verbanden, an welchen die magnetische Deklination gleiche Richtung und gleiche Größe hatte. Diese Linien nennt man jetzt gewöhnlich Isogonen (anfänglich hießen sie Halley'sche Linien). Eine diesem Buche beigegebene Tafel zeigt den Verlauf dieser Linien im Jahre 1878. Die voll ausgezogenen Linien entsprechen der westlichen Abweichung, die gestrichelten der östlichen Abweichung der Magnetnadel. Gegenwärtig gehören fast ganz Europa, ganz Afrika mit Klein-Asien und Arabien, sowie die kleinere westliche Hälfte Australiens und außerdem die östlichen Teile von Nord- und Süd-Amerika in das Gebiet der westlichen Deklination. Die Linien ohne Abweichung nehmen im allgemeinen einen Verlauf von NW nach SO. Merkwürdig ist das inselförmige Gebiet westlicher Deklination in Ost-Asien und jenes einer verminderten östlichen Deklination nahe der Mitte des großen Oceans.*)

Die Isogonen sind für die Zwecke der Schiffahrt sehr wichtig, aber weniger geeignet zur übersichtlichen Darstellung der Verteilung der magnetischen Erdkraft, denn sie enthalten ein fremdes Element, die Beziehung zu den Erdmeridianen, welche mit dem Magnetismus der Erde nicht in direkter Beziehung stehen, da die Magnetpole mit den Erdpolen nicht zusammenfallen. Die Isogonen nehmen deshalb in der Nähe der letzteren einen eigentümlichen Verlauf, indem sie sämtlich an den Erdpolen, und zugleich an zwei anderen in der Nähe der Pole liegenden Punkten, den Magnetpolen, zusammenlaufen. Klarer wird die Darstellung der Richtung der Magnetnadel auf der Erdoberfläche durch die Linien, welche Duperrey (1836) gezeichnet hat, und die in Figur 21 auf Seite 78 (zugleich mit den Isoklinen) wiedergegeben sind. Diese Linien stellen den Weg dar, den Jemand nehmen würde, wenn er immerfort seiner Magnetnadel nachginge, d. h. sie geben in jedem Punkte ihres Verlaufes die Richtung der Magnetnadel an.**) Duperrey hat seine Deklinationslinien bezeichnend magnetische Meridiane genannt. Würden mehrere Beobachter auf der nördlichen

---

*) Wir verweisen hier auf den «Atlas des Erdmagnetismus» von Neumayer, Gotha, J. Perthes, 1891, 5 Karten. Die detaillierte Deklinationskarte mit Isogonen von Grad zu Grad ist dort für das Jahr 1885 gezeichnet. Die Abweichungen gegen 1878 sind bei dem kleinen Maßstabe unserer Karte zu geringfügig, um eine Neuzeichnung derselben zu lohnen.

**) Genau gesagt, ist diese Richtung gegeben durch eine Tangente zur Linie an dem betreffenden Punkte.

Östl. Declination

West'l Declination

Östl. Declination

Westl. Declination

Verlag v. F. Tempsky Prag

ALLGEMEINE ERDKUNDE.

K. u. Hoflith. v. A. Haase Prag.

LINIEN GLEICHER MAGNETISCHER VARIATION oder DECLINATION (ISOGONEN) für 1878

NACH EVANS

Hemisphäre von verschiedenen Punkten aus ihrem Kompass konsequent nachgehen, so würden sie endlich alle an einem einzigen Punkt zusammentreffen, der im arktischen Nord-Amerika circa unter 70° Breite und 96° W. L. von Greenwich liegt. Hier laufen alle magnetischen Meridiane der Nordhalbkugel zusammen. Dieser Punkt heißt der magnetische Nordpol. Der analoge Pol der südlichen Hemisphäre liegt in circa 74° S. Br. und 148° Ö. L. Beide magnetische Pole befinden sich also in einem ziemlichen Abstand von den Rotationspolen der Erde.

Sekuläre Änderungen der magnetischen Deklination. Wenn man ältere Deklinationskarten mit den neueren vergleicht, so findet man sehr auffallende Unterschiede zwischen denselben. Das System der Isogonen Europas und des westlichen Asiens ist jetzt auf einer Wanderung von Ost nach West begriffen, aber diese Bewegung ist keine fortwährend progressive, sondern mehr eine oscillierende, zwischen gewissen Grenzen hin und her schwankende. Columbus durchschnitt am 13. September 1492 bei den Azoren (2½° östlich von Corvo) eine Linie ohne Abweichung, indem er die Variation von NO nach NW übergehen sah.*) Im Jahre 1600 ging die jetzige atlantische Nullinie durch das nördliche Schweden und Norwegen, Finnland und West-Russland ins ägäische Meer und durch die Mitte von Afrika. Ihre mittlere Lage war etwa 10° Ost. Im Jahre 1700 verlief sie schon durch die Mitte des atlantischen Oceans, 1787 tangierte sie bereits nahezu die Ostspitze Süd-Amerikas und ging nach NW zu den kanadischen Seen hinauf. Das westliche Fortschreiten der atlantischen Linie ohne Abweichung zeigen recht schön die folgenden Angaben über die Schnittpunkte derselben mit dem Äquator: 1600 circa 8° Ostlänge; 1700 17° W; 1778 40° W; 1840 50° W; 1885 55° W. Seit 1600 ist die Nullinie von der afrikanischen Küste im Busen von Guinea über den atlantischen Ocean schon ziemlich weit nach Südamerika hinein gewandert. Es scheint aber, dass die Lage der magnetischen Pole sich nicht geändert hat. Die Werte der Deklination an ein und demselben Orte oscillieren, so weit Beobachtungen zurückreichen, nur zwischen gewissen Grenzen.

Die ältesten Deklinationsbestimmungen sind die von G. Hartmann in Nürnberg 1536 (circa 10¼° Ost) und die von Norman in England 1576 (11° 15′ Ost). West-Europa hatte damals noch östliche Deklination. Paris hatte um 1580 ein Maximum der östlichen Deklination (9° 30′), um 1660 war die Deklination null, die Deklination wurde dann westlich und es betrug die jährliche Zunahme um 1700 herum 15 bis 16 Minuten, um 1810 wurde ein westliches Maximum erreicht mit 22° 18′ W, zu Ende des Jahres 1894 war die Deklination nur mehr 15° 18′. Weyer hat (für

*) Diese physikalisch merkwürdige Linie ohne Abweichung wurde zur politischen Demarkationslinie für die neu entdeckten Länder zwischen den Kronen von Portugal und Castilien bestimmt. Das Arcano del Mare (Florenz, 1646) zählt die Längen von der Insel Pico (Azoren) 28° 20′ W. v. Gr. Zur Zeit der Adoption dieses Meridians (etwa 1630) ging die Nullinie durch die westlichsten Azoren, die östliche Deklination nahm nach O hin zu, die westliche in der Richtung nach W. So konnte man direkt die Längen nach der Deklination schätzen.

Christiania) eine Deklinationsperiode von 420 Jahren abgeleitet, Felgenträger von 477 Jahren; nach Ablauf dieser Zeit kehrt nach den vorliegenden Beobachtungen derselbe Wert der Deklination zurück. Die Periode Felgenträgers stimmt gut mit den meisten magnetischen Beobachtungen überein.

Es gibt aber auch Länder, wo die Deklination sich wenig oder gar nicht ändert, wie dies in Westindien und in Australien der Fall ist. Am Kap der Guten Hoffnung hat die Deklination seit 1605 fortwährend zugenommen.

Im mittleren Europa beträgt jetzt die Abnahme der westlichen Deklination etwa 6 Minuten jährlich, die östliche Linie ohne Abweichung schreitet nach Westen vor. Es erfolgt aber die Änderung nicht ganz regelmäßig und ist zu verschiedenen Zeiten recht verschieden. In Wien z. B. war die Abnahme 1853—68 7·2', 1868—83 6·4', 1883—93 5·2', sie nimmt also jetzt ab. In Europa, Afrika, Asien und dem größten Teile des westlichen Australien bewegt sich jetzt die Nadel nach Osten, in Amerika und dem größeren südlichen Teile des atlantischen Oceans nach Westen. Ein Herd größter Änderung der Deklination befindet sich nördlich von Schottland gegen die norwegische Küste zu; hier bewegt sich die Nadel jährlich um 9' nach Ost; ein zweiter Herd liegt im südlichen großen Ocean (jährliche Bewegung 5' östlich). Nahe der Küste von Brasilien unter 2° S. Br. liegt ein anderes Gebiet großer Änderung von jährlich 8' nach Westen.

Die im Laufe der Zeit vor sich gehenden Änderungen der Deklination, sowie der übrigen magnetischen Elemente gehören zu den hervorstechendsten aber auch dunkelsten Eigentümlichkeiten der magnetischen Erdkraft. Schon Arago sagte: «Nichts ist rätselhafter auf dem ganzen Gebiete der Physik der Erde als die Ursachen, welche den überall vor sich gehenden konstanten Änderungen der magnetischen Elemente zu Grunde liegen.» Und bis heutzutage scheiterten alle Erklärungsversuche an der scheinbar völlig gesetzlosen Art der örtlichen Verteilung dieser Änderungen über die Erdoberfläche.*)

*) John Herschel charakterisierte in folgender trefflicher Weise den Gegensatz der Ruhelosigkeit der magnetischen Erscheinungen gegenüber den anderen physischen Charakterzügen unserer Erde. «Die magnetischen Phänomene machen eine Ausnahme von dem Charakter der Stabilität, welcher sonst die physischen Verhältnisse unseres Erdballs charakterisiert. Die Konfiguration der Erdoberfläche, die Wärmeverteilung auf derselben wie im Erdinnern, die Gezeiten und Strömungen des Meeres, der allgemeine Charakter der Windsysteme bleiben für Tausende von Jahren konstant. Die Monsune des roten Meeres, welche jetzt den Weg der Dampfer zur einen Jahreszeit abkürzen, zur anderen verlängern, leisteten schon dasselbe den Schiffen Salomo's. Ewiger Schnee bedeckt dieselben Regionen und glänzt von den Häuptern derselben Bergspitzen, und heiße Quellen entsteigen an denselben Orten aus dem Schoße der Erde, soweit die historischen Nachrichten zurückreichen. Der magnetische Zustand unserer Erde dagegen wird von einer beständigen Unruhe beherrscht. Wenige Jahre genügen, um ihn merklich zu verändern, und der Verlauf eines halben oder ganzen Jahrhunderts reicht hin, um vollständig die Form und Situation jener Linien umzugestalten, welche man auf der Erdoberfläche gezogen hat, um eine allgemeine Darstellung der Richtung und Intensität der magnetischen Kräfte zu einer bestimmten Zeit zu geben.»

Wenn man die früher beliebte Annahme einer Rotation der magnetischen Pole um den Drehungspol der Erde, die in einer Periode von mehreren hundert Jahren erfolgen sollte, aufgrund dafür nicht zureichender Beobachtungen fallen lässt,*) so werden die Ursachen der Sekular-Variation der magnetischen Elemente noch räthselhafter. Sabine dachte sich, dass nur der sekundäre asiatische Focus der Intensität, den er als einen durch kosmische Einflüsse inducierten Pol ansah, eine progressive Bewegung habe; doch scheinen die Beobachtungen nicht dafür zu sprechen. Es wäre aber nicht unwahrscheinlich anzunehmen, meint Creak, dass die Stärke der magnetischen Pole einer bestimmten Variation unterliegt, und dass die Erscheinung der Sekular-Variation hauptsächlich abhängig ist von der relativen Kraft dieser Pole. Vielleicht bringen die neueren Untersuchungen von Bauer, die noch kurz werden Erwähnung finden, mehr Licht in diese Sache.

Tägliche Bewegung der Deklinationsnadel. Im Jahre 1722 entdeckte Graham in London eine regelmäßig wiederkehrende tägliche Bewegung der Magnetnadel. Diese tägliche Oscillation der Deklination hat man seither an vielen Punkten beider Hemisphären beobachtet und ist dadurch zu folgenden Resultaten gekommen:

In den mittleren Breiten der nördlichen Hemisphäre erreicht das Nordende der Magnetnadel den östlichsten Stand um 8 Uhr morgens, dann beginnt es sich nach Westen zu bewegen und erreicht zwischen 1 und 2 Uhr nachmittags den westlichsten Stand. Von 2 Uhr nachmittags bis 8 Uhr morgens bewegt sich die Nadel sehr langsam nach Ost zurück, indem sie bei Nacht fast stationär bleibt. In den mittleren Breiten der südlichen Hemisphäre bewegt sich das Nordende in gerade entgegengesetzter Richtung, das westliche Maximum tritt um 9 Uhr vormittags ein, das östliche Maximum zwischen 2 und 3 Uhr nachmittags, beide Extreme also etwas später als auf der Nordhalbkugel. In beiden Hemisphären aber treten die Epochen der Extreme im Sommer weiter auseinander, indem das Morgen-Maximum früher, das Nachmittags-Maximum aber später eintritt. Nach dem Gesagten möchte man annehmen, dass in den äquatorialen Gegenden die Nadel ganz stille steht, indem die beiden entgegengesetzten Bewegungen sich aufheben, wie in der That Arago 1836 noch schließen zu müssen glaubte. Man suchte aber vergeblich nach einer äquatorialen Zone, wo die tägliche Bewegung der Nadel ganz aufgehört hätte. Die in der Nähe des Äquators später errichteten magnetischen Observatorien (Singapore, St. Helena, Trevandrum) ergaben das überraschende Resultat, dass die Deklinationsnadel auch hier

*) Neuerlich hat sich Weyer in Kiel wieder für eine fortschreitende Verlagerung der Pole ausgesprochen. Er glaubt berechnen zu können, dass der magnetische Nordpol im Jahre 1680 unter 80.5° N und 150° W. v. Gr. sich befand, von da bis nach 1800 sich kontinuierlich nach Ostsüdost verschoben habe, und zwar bis 77° N und 92° W. Seither geht er wieder zurück und befand sich 1890 unter 79° N und 119° W.

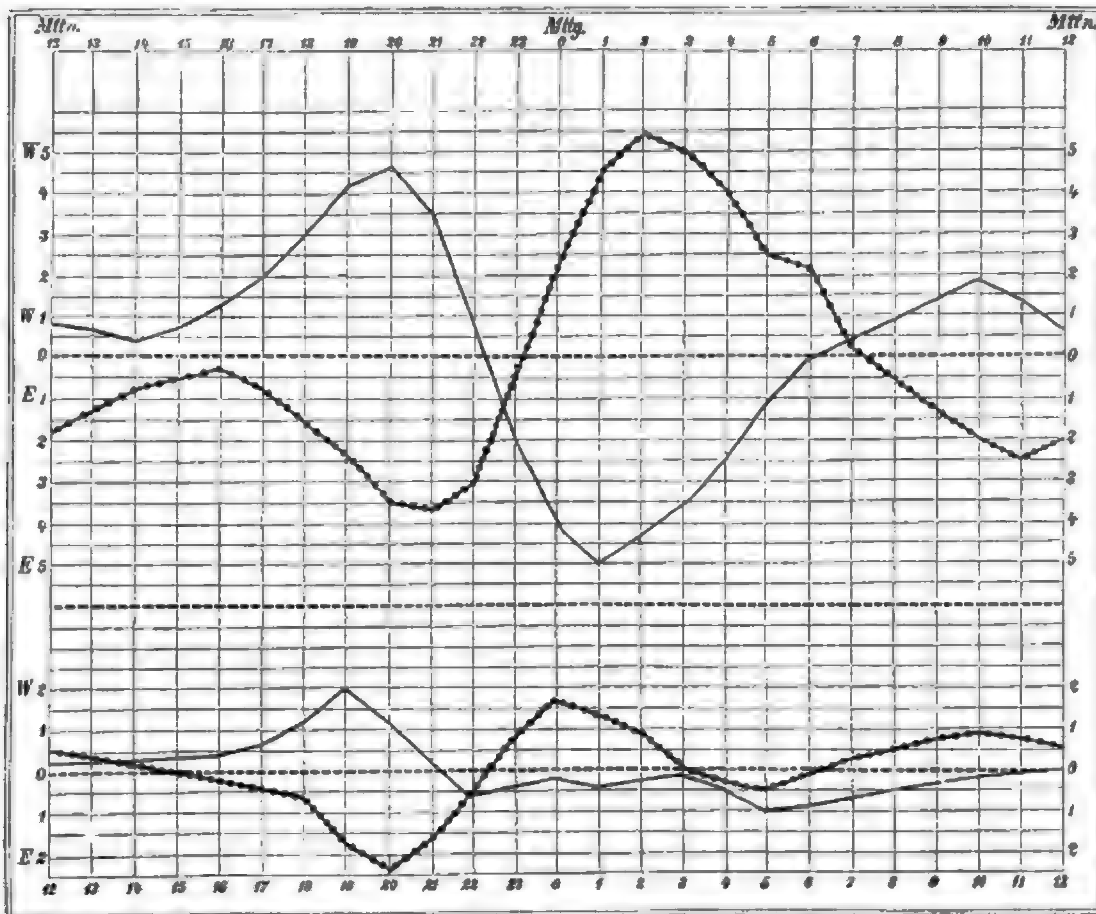
nicht stille steht, sondern während der einen Jahreshälfte, wo die Sonne nördlich vom Äquator verweilt, an der täglichen Oscillation in der nördlichen Hemisphäre teilnimmt, während der anderen Hälfte aber, wo die südliche Hemisphäre Sommer hat, an der täglichen Oscillation in dieser Hemisphäre. Der Übergang findet um die Äquinoktien statt (März und September), zu welcher Zeit die Nadel unregelmäßig oscilliert und die tägliche Bewegung bald den Charakter der südlichen, bald jenen der nördlichen Hemisphäre hat (von Sabine zuerst nachgewiesen 1847). Dem muss beigefügt werden, dass die Größe der täglichen Oscillation, d. i. der Unterschied zwischen der größten östlichen (oder westlichen) Elongation am Morgen und der größten westlichen (oder östlichen) am Nachmittag (die Amplitude der täglichen Oscillation) stets in jener Hemisphäre am größten ist, welche gerade Sommerhalbjahr hat, während sie gleichzeitig auf der andern Hemisphäre sehr klein wird, ja durch scheinbar unregelmäßige Bewegungen (Störungen), dann zum Teil einen ganz anderen Charakter erhält. Während der Wintermonate tritt in unserer Hemisphäre ein zweites östliches Maximum zwischen 10—12 Uhr nachts ein, worauf die Nadel bis gegen 6—7 Uhr morgens wieder nach Westen geht, und dann erst ihre regelmäßige Bewegung zum östlichen Vormittags-Maximum antritt, das oft kleiner ist als das nächtliche östliche Maximum (Fig. 20).

Der eben geschilderte tägliche Gang der Nadel am Äquator und in den mittleren Breiten beider Hemisphären hat Sabine auf den Gedanken gebracht, dass die tägliche Bewegung der Nadel, wie wir sie in den mittleren Breiten beobachten, als die Resultierende zweier Bewegungen zu betrachten sei: einer für die Hemisphäre typischen, wie sie im Jahresmittel hervortritt (siehe in Figur 19 die beiden oberen Kurven) und der äquatorialen, die von der jährlichen Bewegung der Sonne abhängt. Wenn also z. B. die Sonne in der nördlichen Hemisphäre steht, so erzeugt sie in beiden Hemisphären eine tägliche Bewegung der Nadel bis 9 Uhr morgens nach Ost, und dann bis 2 Uhr nachmittags nach West, wodurch die typische Oscillation dieser Hemisphäre verstärkt aber gleichzeitig die der anderen Hemisphäre in gleichem Maße vermindert wird. In den Äquatorialgegenden beobachten wir nur diese Oscillation und das Jahresmittel der täglichen Bewegung der Nadel wird deshalb fast gleich null.

Figur 19 stellt den täglichen Gang der Deklination zu Toronto (durch die voll ausgezogene Kurve) auf der nördlichen und zu Hobarton (durch die punktierte Kurve) auf der südlichen Hemisphäre im Jahresmittel dar, ferner zu St. Helena einer magnetisch äquatorialen Station in den zwei entgegengesetzten Jahreszeiten (die voll ausgezogene Linie entspricht dem Gange von Mai bis August, die punktierte [wie für Hobarton] dem Gange vom November bis Februar). Man ersieht hieraus deutlich den entgegengesetzten Gang des Nordendes der Nadel in den mittleren Breiten der beiden Hemisphären, sowie die Verspätung der Wendestunden in der südlichen Hemisphäre. Die beiden unteren Kurven für St. Helena zeigen, dass an dieser (magnetisch) äquatorialen Station die Nadel vom Mai bis

August (Sommer der nördlichen Hemisphäre) denselben Gang hat wie zu Toronto auf der nördlichen Halbkugel, hingegen von November bis Februar mit dem Gange der Nadel in Hobarton übereinstimmt. Wichtig ist der Umstand, dass die jährlichen Veränderungen der Bewegung der Nadel nicht dem Wärmegange, sondern ohne Verspätung direkt der Stellung der Sonne zum Äquator folgen. Zu St. Helena (16° S.) tritt die Umkehr der täglichen Bewegung auch nicht etwa mit dem örtlichen Zenithstande der Sonne ein, sondern zur Zeit, wo die Sonne am Äquator steht.

Fig. 19.



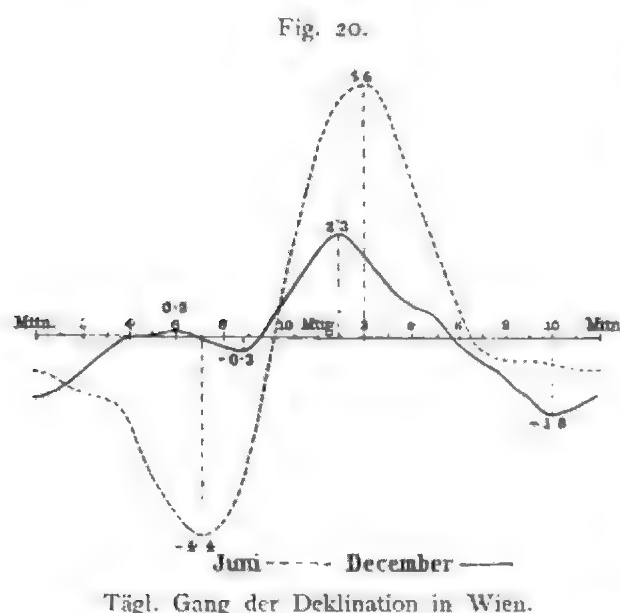
Täglicher Gang der Deklination zu Toronto ——— zu Hobarton ········ im Jahresmittel und zu St. Helena im nördlichen Sommerhalbjahr ——— und im Winterhalbjahr ········

Die folgende Figur 20 zeigt den täglichen Gang der Magnetnadel zu Wien in den beiden extremen Monaten December und Juni.

Von Oktober bis inklusive März macht sich abends zwischen 10 und 11 Uhr ein zweites östliches Maximum bemerkbar, worauf die Nadel wieder bis 4 oder 5 Uhr morgens nach Westen geht, um dann neuerdings ihre Wanderung nach Osten anzutreten. Die «nächtliche Episode» im täglichen Gange der Magnetnadel (wie sie Humboldt genannt hat) ist allen Stationen der mittleren und höheren Breiten beider Hemisphären eigentümlich, tritt aber an den kontinentalen Stationen viel

schwächer auf als an den Küstenstationen. Es ist sehr bemerkenswert, dass im December zwischen dem östlichen Maximum am Vormittag und dem westlichen am Nachmittag nur ein Zeitintervall von 4 Stunden liegt, im Juni und Juli dagegen von nahezu 7 Stunden. Im December beträgt in Wien die tägliche Schwankung 2.6′ im Juni dagegen 10.0′.

Fig. 20.



Tägl. Gang der Deklination in Wien.

In hohen Breiten ist der tägliche Gang der Nadel viel unregelmäßiger, die Störungen, d. i. die unregelmäßigen großen Schwankungen sind sehr bedeutend, so dass es schwer wird, den normalen täglichen Gang festzustellen. Nach den gleichzeitigen Beobachtungen während des Jahres 1882/83 (September-August) an den internationalen Polarstationen ist der tägliche Gang der Nadel im Polargebiet gleichfalls durch ein östliches Morgen-Maximum, das meist sehr früh auftritt, und ein westliches Nachmittags-Maximum, das spät eintritt, charakterisiert. Die tägliche Amplitude ist dabei sehr groß.

Wir wollen einige Beispiele dafür geben:

Ort	N. Br.	Länge	Östliches Maximum		Westliches Maximum		Amplitude
Point Barrow	71.3	156.7 W	8^h a.	— 26.7′	Mittn.	+ 13.4′	40.1′
Jan Mayen	71.0	8.5 W	$4^1/_2{}^h$ a.	— 17.0	$7^1/_2{}^h$ p.	+ 15.8	32.8
Spitzbergen	78.5	15.7 E	4^h a.	— 24.6	6^h p.	+ 17.1	41.7
N. Grönland	81.7	64.7 W	2^h a.	— 45.1	$3^1/_2{}^h$ p.	+ 49.8	94.9

Hier sind also selbst die mittleren täglichen Schwankungen der Magnetnadel ganz erstaunlich groß $^1/_2$ bis $1^1/_2$°. In den mittleren Breiten beträgt die durchschnittliche tägliche Schwankung 6—8′ (sie unterliegt aber, wie wir sehen werden, einer etwa 11jährigen Periode), in der Nähe des Äquators aber nur 3—4 Minuten.

Die Amplitude der täglichen Variation ist, wie schon erwähnt, im Winter am kleinsten, 2—3′ bloß, im Sommer am größten und beträgt dann etwa 10—13′. Im westlichen Europa tritt die größte tägliche Schwankung der Nadel im April und August ein, bleibt aber den ganzen Sommer über ziemlich gleich groß, an den russischen Kontinentalstationen fällt das Maximum auf den Juni; auf der südlichen Halbkugel tritt es im November und Februar ein (dort Sommer). Die kleinste Schwankung hat auf der nördlichen Halbkugel der December, auf der südlichen Halbkugel der Juni.

Wir werden später sehen, dass jener Teil der magnetischen Erdkraft, welche auf eine in horizontaler Ebene frei schwingende Nadel einwirkt (d. i. die horizontale Komponente der magnetischen Erdkraft), vom Äquator gegen die Pole hin sich stetig vermindert. Daher können dieselben Kräfte in höheren Breiten eine stärkere Ablenkung der Deklinationsnadel bewirken, als in niedrigeren, weil in jenen die Richtkraft derselben eine viel kleinere ist. In der That nimmt, wie oben bemerkt wurde, die Größe der täglichen Variation der Magnetnadel gegen die höheren Breiten hinauf zu.

Man kann nun versuchen, wie dies J. A. Broun gethan hat, diese Amplituden auf die Richtung der magnetischen Kraft zu reducieren durch Multiplikation mit dem Cosinus der Inklination der Nadel.*) Folgendes ist dann das Ergebnis für den Monat des Maximums der Amplitude in jeder Hemisphäre:

Ort	Hobarton	Kapstadt	Trevandrum Madras	Simla	Toronto	Makerstone	Bossekop	Polhem
Breite......	43° S.	35°	11° N.	31°	44°	56°	70°	80°
Amplitude..	12.0′	7.6′	4.4′	6.2′	13.5′	12.3′	24.4′	32.0′
reduciert...	4.3′	4.6′	4.4′	4.6′	3.5′	4.0′	5.7′	4.5′

Wir sehen also, dass für dieselbe Position der Sonne und für dieselbe Direktionskraft die Größe der täglichen Bewegung der Magnetnadel vom Äquator bis gegen den Pol hin die gleiche ist und etwa 4½ Minuten beträgt, was auch nahezu die beobachtete Amplitude in den Tropen ist.

Einfluss des Mondes auf die Deklinationsnadel. Kreil hat zuerst darauf aufmerksam gemacht (1841), dass auch der Mond eine Variation der Magnetnadel erzeugt, die von der Stellung desselben zum Meridian des Ortes abhängt. Diese Periode während eines «Lunartages» ist seither für viele Orte konstatiert worden. Zur Zeit der oberen und der unteren Kulmination des Mondes erreicht auf der nördlichen Halbkugel die Magnetnadel ihre größte westliche Abweichung, zur Zeit der Quadraturen (wenn der Mond am Horizont steht), die größte östliche. Die Amplitude beträgt aber im Mittel kaum eine halbe Minute. Auf der südlichen Hemisphäre ist der Gang der umgekehrte; die Elongation der Nadel ist westlich zur Zeit der Quadraturen und östlich zur Zeit der Kulminationen. Während eines «Mondtages» treten demnach 2 Maxima und 2 Minima

*) Wenn sich die Inklinationsnadel auch in einer horizontalen Ebene frei bewegen könnte, und die tägliche Amplitude ihrer Schwankung u wäre, so würde, wenn wir die Inklinationsnadel durch Auflegen eines kleinen Gewichtes horizontal machen würden, diese Amplitude übergehen in u dividiert durch den cosinus der Inklination. Da in England z. B. $\cos i = 1/3$ ist, so würde die horizontale Nadel nun die tägliche Amplitude $3u$ zeigen. Wir sind aber gezwungen die tägliche Schwankung der Magnetnadel nach Ost und West an einer horizontalen Nadel zu beobachten, weil wir nicht im stande sind, die Inklinationsnadel auch in dieser Ebene schwingen zu lassen. Wollen wir nun wissen, wie groß die tägliche Schwankung einer Inklinationsnadel in der Richtung Ost-West wäre, so müssten wir umgekehrt die Amplitude der horizontalen Nadel mit $\cos i$ multiplicieren, was oben geschehen ist.

ein. Dadurch unterscheidet sich die Lunar-Variation wesentlich von der Solar-Variation. Aber die erstere hat mit letzterer doch wieder das gemein, dass an den äquatorialen Stationen der vom Monde abhängige Gang der Nadel mit jenem der nördlichen Halbkugel übereinstimmt, wenn die Sonne nördlich vom Äquator steht, mit jenem auf der südlichen Halbkugel aber, wenn die Sonne sich südlich vom Äquator befindet.

Jährliche Periode der magnetischen Deklination. Neben der täglichen Bewegung der Deklinationsnadel existiert noch eine jährliche, welche aber sehr klein ist und nur einige Zehntel Minuten nach beiden Seiten der Mittellage beträgt. Sie besteht darin, dass die westliche Deklination in jeder Hemisphäre zunimmt bis zur Zeit des höchsten Sonnenstandes, dagegen ein Minimum erreicht, wenn die Sonne am tiefsten steht. Man kann auch sagen, dass das nach dem nächsten Erdpol gerichtete Ende der Nadel in beiden Hemisphären zugleich nach West abgelenkt wird, wenn die Sonne nördlich vom Äquator steht, und umgekehrt nach Ost, wenn sie südlich vom Äquator verweilt. Die ganze Schwankung beträgt im Mittel kaum eine Minute.

Inklination. Bei der Verfertigung der Kompasse bemerkte man zuerst, dass Nadeln, die erst nach der Balancierung und Adjustierung magnetisiert wurden, nicht horizontal blieben, sondern dass deren Nordende sich senkte. Dies führte zur Beobachtung und Messung der Inklination (englisch *dip.*) Hartmann in Nürnberg soll 1544 zuerst die Neigung der Nadel bemerkt haben. Wenn man eine Magnetnadel um eine horizontale durch ihren Schwerpunkt gehende Achse leicht beweglich macht und sie in die Richtung der Deklinationsnadel (d. h. in den magnetischen Meridian) bringt, so senkt sich das Nordende, bis die Nadel um einen gewissen Winkel von der horizontalen Lage abweicht. Dieser Winkel heißt der Inklinationswinkel.*) In dieser Richtung wirkt also die magnetische Kraft der Erde.

R. Norman bestimmte 1576 die erste Inklination zu London und fand sie 71° 50′. Seither wurden zahlreiche Messungen dieses Winkels in allen Teilen der Erde ausgeführt. Man fand, wie zu erwarten, dass auf der südlichen Hemisphäre das Südende der Nadel sich unter den Horizont senkte. Zwischen beiden Hemisphären existiert aber eine Linie, wo die Nadel horizontal bleibt, also keine Inklination stattfindet. Diese Linie hat man den magnetischen Äquator genannt. Da man ferner bemerkte, dass der Inklinationswinkel in beiden Hemisphären mit wachsender

---

*) Es ist dies der kleinste Winkel, um den eine in einer vertikalen Ebene frei bewegliche Nadel sich unter die horizontale Ebene senkt. Je weiter man die Nadel aus dem magnetischen Meridian dreht, desto tiefer senkt sie sich, bis sie in einer zum magnetischen Meridian senkrechten Richtung sich senkrecht stellt. Dies erklärt sich dadurch, dass in dieser Lage auf die Nadel nur noch die vertikale Komponente des Erdmagnetismus wirken kann. Man benützt diese Eigenschaft der Inklinationsnadel geradezu um den magnetischen Meridian auf einfache Weise mittelst derselben zu finden.

Breite zunimmt, so musste man annehmen, dass in Analogie mit den gewöhnlichen Magneten auch die Erde zwei Punkte aufzuweisen habe, wo die Magnetnadel sich senkrecht zur Oberfläche stellt, die Inklination also 90° erreicht. Den einen dieser Punkte, den Magnetpol der nördlichen Hemisphäre, fand James Roß 1831 im arktischen Nord-Amerika, und demselben kühnen Seefahrer war es vergönnt, auf einer seiner berühmten antarktischen Expeditionen und zwar 1841 auch dem südlichen Magnetpol so nahe zu kommen, als es überhaupt möglich war. Die Inklination betrug 88° 56′. Die genauere Lage der beiden magnetischen Pole der Erde ist 70° N 96° W v. Gr., NNW von der Hudsons Bay, und 73½° S 147½° E v. Gr. (südlich von Tasmanien). Es sind dies dieselben Punkte, die wir schon früher als Konvergenzpunkte der Isogonen und magnetischen Meridiane kennen gelernt haben.*) In dieser Beziehung besteht also zwischen der Erde und einem gewöhnlichen Magnet eine vollständige Analogie.

Die Figur 21 stellt den Verlauf der Linien gleicher magnetischer Inklination dar, man nennt diese Linien Isoklinen. Der Schwede Wilcke hat 1768 die erste Isoklinenkarte der Erde konstruiert, doch hatte schon vor ihm Whiston 1720 die Isoklinen für den Südosten von England gezeichnet. Man sieht auf der Karte, dass die Isoklinen nicht den Parallelkreisen folgen. So verläuft z. B. die Isokline von 70° unterhalb Petersburg in nahe 60° N, an der Ostküste von Amerika senkt sie sich aber bis circa 37° hinab. Das meiste Interesse neben den magnetischen Polen hat stets der magnetische Äquator, die Linie ohne Neigung, in Anspruch genommen und man war bemüht, dessen Verlauf recht sicher zu stellen. Duperrey namentlich hat durch eigene Beobachtungen (zwischen 1822—25 auf der Coquille) den Verlauf dieser Linie über 220 Längengrade hin festgestellt. Wie die Figur zeigt, verläuft ein Teil des magnetischen Äquators auf der nördlichen, ein Teil auf der südlichen Hemisphäre. In Ost-Afrika und Süd-Asien steigt er bis auf 10° nördlicher Breite herauf und in Süd-Amerika senkt er sich bis 15° südlicher Breite. Bei Sokotra erreicht der magnetische Äquator 11° 40′ N. Br., dagegen im Innern Brasiliens 15° 40′ S. Br.

Sekuläre Änderungen der Inklination. So wie die Isogonen sind auch die Isoklinen auf einer beständigen Wanderung begriffen. Im Jahre 1700 durchschnitt die Linie ohne Neigung in Afrika unter 35° östlicher Länge den Äquator, im Jahre 1780 unter 10°, 1837 schon unter 0° 40′ O und 1885 etwa unter 5° W. Der magnetische Äquator ist also seit dem Jahre 1700 in einer beständigen Bewegung von Osten nach Westen begriffen gewesen und mit ihm auch die Isogonen. Da diese Linien über Nord-Afrika und Europa nach Norden hin ansteigen, so ist daselbst mit dieser Bewegung eine Abnahme der Inklination verbunden, deren Betrag natürlich

*) Die Orte, wo die Nadel vertikal steht, sind übrigens nicht auf zwei Punkte beschränkt, sondern bilden in beiden Hemisphären Flächen von ziemlicher Ausdehnung.

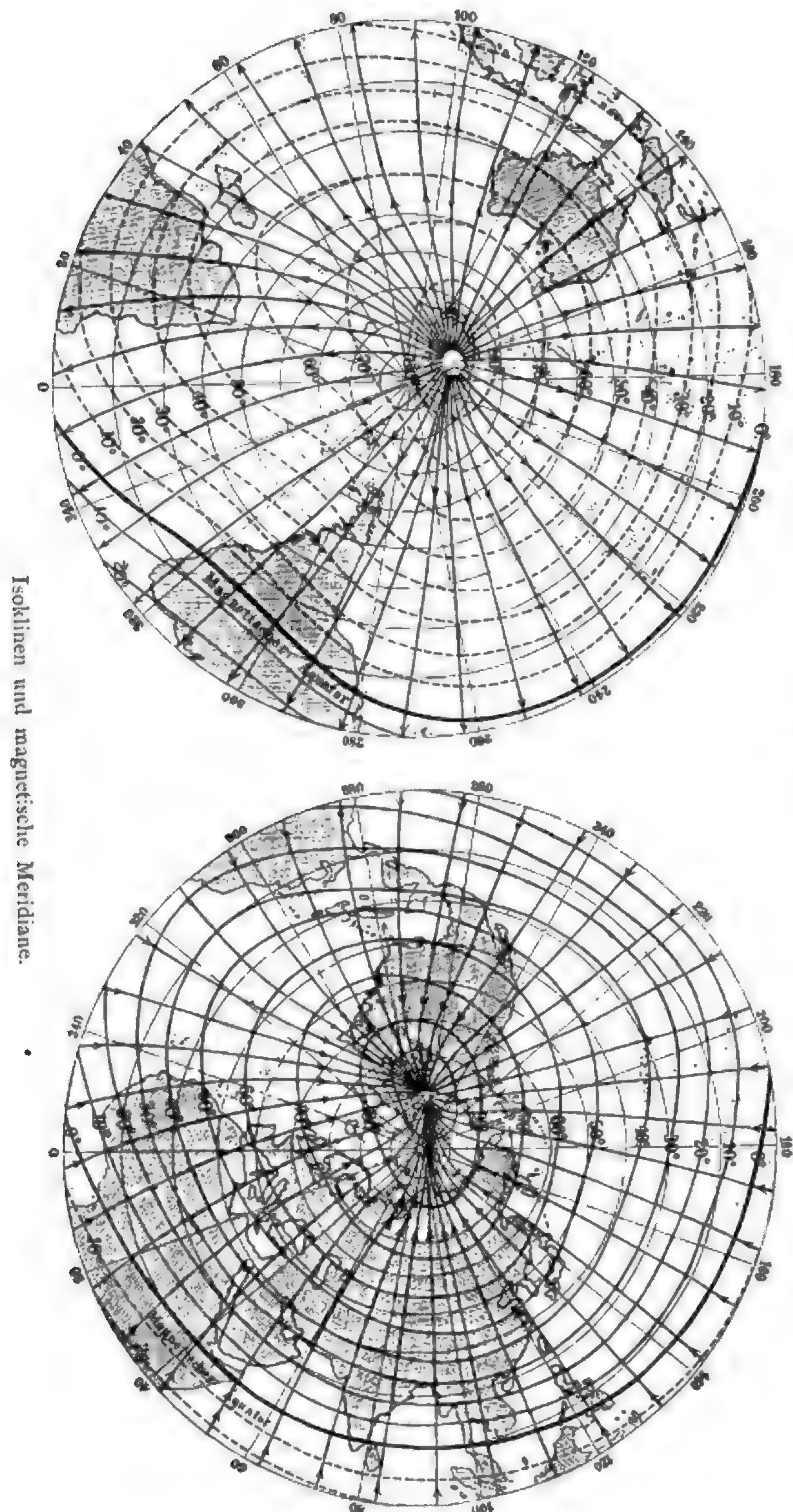


Fig. 21.

Isoklinen und magnetische Meridiane.

wechseln muss mit dem mehr oder minder steilen Verlauf der Isogonen. Die nördliche Inklination nimmt hingegen zu in Nord-Amerika, in Ost-Asien und Japan. Die Gegenden größter jährlicher Änderung sind die Gegend bei Kap Horn, wo die Inklination jährlich um 11' zunimmt und im Busen von Guinea, wo die nördliche Inklination jährlich um 15' abnimmt. Auf der Insel Ascension war die Inklination 1834 noch 1° 57' N, im Jahre 1890 betrug sie 11° 38' S, jährliche Änderung somit 14.5.

In London erreichte die Inklination ein Maximum um 1723, wo sie 74° 42' betrug, seither nimmt sie ab, 1821 war sie 70° 3', 1860, 68° 19' und 1894, 67° 16'. Die jährliche Abnahme beträgt jetzt in West- und Mittel-Europa 2 bis 3'.

Die tägliche Periode der Inklination wurde zuerst von Arago (1827) aufgefunden. Nach den jetzt vorliegenden Beobachtungen wird der tägliche Gang der Inklinationsnadel im allgemeinen dadurch charakterisiert, dass in den mittleren Breiten beider Hemisphären die Nadel vormittags und während der ersten Nachmittagsstunden sich senkt (die Inklination nimmt zu), abends und nachts aber sich wieder etwas der horizontalen nähert (die Inklination nimmt ab). Dabei hält sich die Nadel nur kurze Zeit über dem Mittel (circa 7½ Stunden) und bleibt die längste Zeit unter dem Mittel (circa 16½ Stunden). In beiden Hemisphären ist in mittleren und höheren Breiten die Inklination größer, wenn die Sonne über dem Horizonte steht. In den Tropen verhält es sich umgekehrt: die Inklination ist tagüber kleiner, nachts größer, auch hier aber ist die Tagperiode kürzer als die Nachtperiode (9 Stunden gegen 15 Stunden).

Im Mittel der Stationen Petersburg, Makerstoun, Wien, München, Toronto ist die Inklination von 8 Uhr früh bis 2 Uhr nachmittags über dem Mittel, das Maximum + 1.0' tritt um 10½ Uhr vormittags ein, das Minimum — 0.4' 10 Uhr abends; doch ist der Stand von 8 Uhr abends bis 6 Uhr früh nahe der gleiche. Die Stationen Melbourne und Hobarton der südlichen Hemisphäre zeigen den gleichen täglichen Gang, das Maximum der Inklination tritt etwas später, um 11½ Uhr, ein mit + 0.9', das Minimum erst morgens 5½ Uhr mit — 0.3'. Die tägliche Schwankung ist im allgemeinen im Sommer größer als im Winter.

Die tropischen Stationen Bombay, Singapore, Batavia, St. Helena, Kapstadt haben den entgegengesetzten Gang der Inklinationsnadel. Um 11 Uhr und mittags ist die Nadel um 2.2' unter dem Mittel, dagegen um 11 Uhr abends um 0.9' über dem Mittel. Auch inbezug auf die tägliche Variation der Inklination reihen sich S. Helena und Kapstadt den äquatorialen Stationen an.

Die Stationen der subtropischen Breiten Tiflis, Lissabon, Zikawei schließen sich schon mehr den tropischen Stationen an, aber mit sehr kleiner Amplitude der täglichen Schwankung und unentschiedenem Gang der Nadel bei Nacht.

Jährliche Periode der Inklination. Sabine hat zuerst (1850) nachgewiesen, dass die Inklination im Laufe eines Jahres einen größten (December bis Februar) und einen kleinsten Wert (Juni bis August) erreicht und zwar in beiden Hemisphären zugleich. Von October bis März ist in beiden Hemisphären die Inklination über ihrem mittleren Wert, von April bis September unterhalb desselben, December $+ 0{,}5'$, Juni $- 0{,}9'$ im Mittel. Dies kann kaum anders gedeutet werden, als dass es die größere Sonnennähe in dem Halbjahr October bis März ist, welche die Inklination auf beiden Hemisphären steigert.

Intensität der magnetischen Erdkraft. Versetzt man eine Inklinationsnadel in Schwingungen, so schwingt sie um ihre Ruhelage unter dem Einfluss der ganzen (totalen) magnetischen Richtkraft, wie ein Pendel unter dem Einflusse der Schwerkraft. Macht man dieses Experiment an verschiedenen Orten, so verhalten sich die Intensitäten des Erdmagnetismus wie die Quadrate der Schwingungszahlen (in gleichen Zeiten), und man kann die relative Intensität des Erdmagnetismus im Vergleiche zu jener an einem Ausgangspunkte bestimmen. Nachdem eine Zeit hindurch die Ansicht verbreitet gewesen war, die magnetische Erdkraft sei gleichmäßig über die Erdoberfläche verteilt, wurde Paul de Lamanon von der französischen Akademie beauftragt, während der Expedition von Lapérouse (1785/88) die Inklinationsnadel an verschiedenen Punkten schwingen zu lassen, besonders an Orten großer und kleiner Inklination, um die Verteilung der magnetischen Erdkraft zu erforschen. Die Expedition von Lapérouse kehrte nie wieder zurück und blieb verschollen. Es fand sich aber ein Brief von Lamanon an Condorcet (aus 1787), in welchem er berichtet, dass die magnetische Kraft unter den Tropen kleiner sei als in höheren Breiten. Es blieb A. von Humboldt vorbehalten, von seinen berühmten Reisen im tropischen Südamerika (1798—1803) eine größere Reihe von Beobachtungen (an 124 Stationen) über die Schwingungsdauer der Inklinationsnadel zurückzubringen, durch welche konstatiert wurde, dass die magnetische Kraft mit der Breite zunimmt. Zudem traf Humboldt in den peruanischen Anden zwischen Micuipampa und Caxamarca in 7° S. Br. 79° W. L. die Linie ohne Neigung und zugleich ein Minimum der Erdkraft. Die Schwingungsdauer seiner Nadel nahm nach Norden wie nach Süden hin zu. Humboldt wurde dadurch zu der Ansicht verleitet, die sich später nicht bestätigt hat, dass die Linie ohne Neigung zugleich die Linie schwächster magnetischer Erdkraft sei, und nahm darum auch die an dieser Stelle gefundene Intensität als Einheit an. Diese Humboldtsche Einheit blieb lange Zeit hindurch das einzige Maß für die Intensität der magnetischen Erdkraft.

Da Humboldts Nadel zu Micuipampa 211 Schwingungen (in zehn Minuten) machte, in Paris aber 245, und da er die Intensität in Micuipampa als Einheit annahm, so findet sich die Intensität zu Paris aus der Proportion

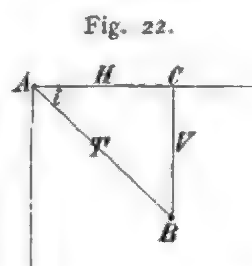
$$1 : \text{Intensität zu Paris} = (211)^2 : (245)^2.$$

Intensität zu Paris somit 1.348. Sabine bestimmte sie später für London zu 1.372*).

Im Jahre 1837 hat Sabine die erste Karte über die Verteilung der magnetischen Erdkraft (in Humboldtschen Einheiten) veröffentlicht und sie mit wichtigen Erörterungen begleitet. Bevor wir aber auf die Verteilung der magnetischen Erdkraft eintreten, müssen wir einer für die Wissenschaft des Erdmagnetismus epochemachenden Untersuchung gedenken, die im Jahre 1833 von dem großen Mathematiker Gauß in Göttingen publiziert worden ist.**)

Die Schwingungsdauer einer Inklinationsnadel wird in sehr störendem Maße durch die Reibung der Zapfen der Achse auf ihren Lagern beeinflusst, mögen erstere noch so genau abgedreht sein. Mit großer Schärfe kann man hingegen die Schwingungsdauer einer an einem Coconfaden aufgehangenen Deklinationsnadel messen. Auf diese Nadel wirkt zwar nur ein Teil (eine Komponente) der magnetischen Erdkraft ein, es ist aber sehr leicht, aus der Größe der horizontalen Komponente die Größe der ganzen Erdkraft zu ermitteln, sobald man den Inklinationswinkel i kennt. Aus der beistehenden Figur 22, in welcher AB gleich T die Richtung und Größe der totalen Erdkraft angibt, i den Inklinationswinkel bezeichnet, ergeben sich unmittelbar folgende Relationen:

Fig. 22.



Horizontalkraft (horizontale Komp.) $H = T \cos i$,
Verticalkraft (vertikale Komp.) $V = T \sin i$,
Totale Kraft = Horizontalkraft dividiert durch $\cos i$.

Man könnte sich also der Schwingungen einer Deklinationsnadel sehr wohl zu den genauesten Bestimmungen auch der totalen Erdkraft bedienen, wenn nicht die Intensität des Magnetismus der Deklinations-, sowie der Inklinationsnadel (das magnetische Moment derselben) veränderlich wäre. Man weiß ja, dass Magnete mit der Zeit schwächer werden. Das Quadrat der Schwingungsdauer der Nadel ist aber dem Produkt der magnetischen Intensität der Nadel und der Erde an dem Orte der Beobachtung proportional. Da nun der Magnetismus der Nadel sich langsam (zuweilen aus äußeren Ursachen auch sprungweise) in der Zeit ändert, so wären wir nie ganz sicher, ob die beobachtete Änderung der Schwingungsdauer in einer Änderung der magnetischen Erdkraft oder wenigstens zum Teile in einer Änderung der Intensität des Magnetismus der Nadel ihren Grund habe. Ganz unmöglich wäre es geradezu, die Änderungen der Intensität des Erdmagnetismus im Laufe der Jahre durch bloße Schwingungs-Beobachtungen zu ermitteln. Bis zu dem Moment, in welchem Gauß seine oben erwähnte Untersuchung veröffentlichte, hatte man kein Mittel, um die erdmagnetische Kraft absolut zu

*) Gewöhnlich schreibt man Paris 1348, London 1372 ohne Decimalpunkt, da es ohnehin nur Relativzahlen sind.

**) *Intensitas vis magneticae terrestris ad mensuram absolutam revocata.*

messen und so auch ihre Veränderungen in der Zeit feszustellen. Gauß zeigte nun, dass, wenn man einen Magnetstab im magnetischen Meridian schwingen lässt und mit demselben dann aus einer gemessenen Entfernung eine Deklinationsnadel ablenkt, die Kombination beider Resultate zur Kenntnis der wahren magnetischen Erdkraft führt. Die Größe des Ablenkungswinkels ist nämlich von dem Quotienten aus dem magnetischen Moment des Magnetstabes und der Intensität der magnetischen Erdkraft abhängig, während die Schwingungsdauer, wie oben erwähnt, von dem Produkt dieser beiden Größen abhängt. Wenn wir aber das Produkt und den Quotienten zweier unbekannter Größen kennen, so lässt sich die eine ganz unabhängig von der Kenntnis der andern finden. Die Bestimmung der erdmagnetischen Kraft wird also unabhängig von der Größe des Magnetismus des Stabes, aus dessen Schwingungen und Ablenkungsvermögen wir dieselbe ermitteln. Zugleich erhalten wir die Größe der erdmagnetischen Kraft in absolutem Maße, d. h. ausgedrückt durch jene Einheiten, mittelst welcher wir überhaupt die Kräfte messen.

Gauß hat zur Einheit der magnetischen Kraft jene Kraft gewählt, welche in der Sekunde der Masse eines Milligramms die Beschleunigung von 1 Millimeter erteilt. Nimmt man, wie dies jetzt zumeist geschieht, Centimeter, Gramm und Sekunde als Maßeinheiten, so muss man die Gauß'schen magnetischen Einheiten durch 10 dividieren, um sie auf das Centimeter-, Gramm- und Sekundensystem der Maßeinheiten zu reducieren.

Nach der Gauß'schen Einheit gemessen, war am 19. Juni 1834 zu Göttingen die horizontale Komponente der Erdkraft (H in Figur 22) = 1.775, und da die Inklination gleich 68° 1' gefunden wurde, so berechnet sich die Totalkraft zu 4.741; das heißt die magnetische Kraft hätte einem Milligramm in 1 Sekunde die Beschleunigung von 4.7 Millimeter erteilen können.*) Da die Schwerkraft zu Göttingen der Masseneinheit die Beschleunigung 9811 Millimeter erteilt, so ist das Verhältnis beider Kräfte 4.74 : 9811 = 1 : 2070.

In England hat man als Längeneinheit den englischen Fuß = 304.8 Millimeter und als Gewichtseinheit 1 Grain = 0.0648 Gramm gewählt. Man verwandelt die englischen Einheiten in die Gauß'schen, wenn man sie mit 0.4611 multipliciert (umgekehrt die Gauß'schen in die englischen vermittelst des Faktors 2.1688).

Die Humboldt'schen, oder die sogenannten konventionellen Einheiten, nach welchen die Intensität zu Paris 1.348 (oder 1348) war, werden auf Gauß'sche Einheiten reduciert vermittelst des Faktors 3.494 (oder 0.00349).

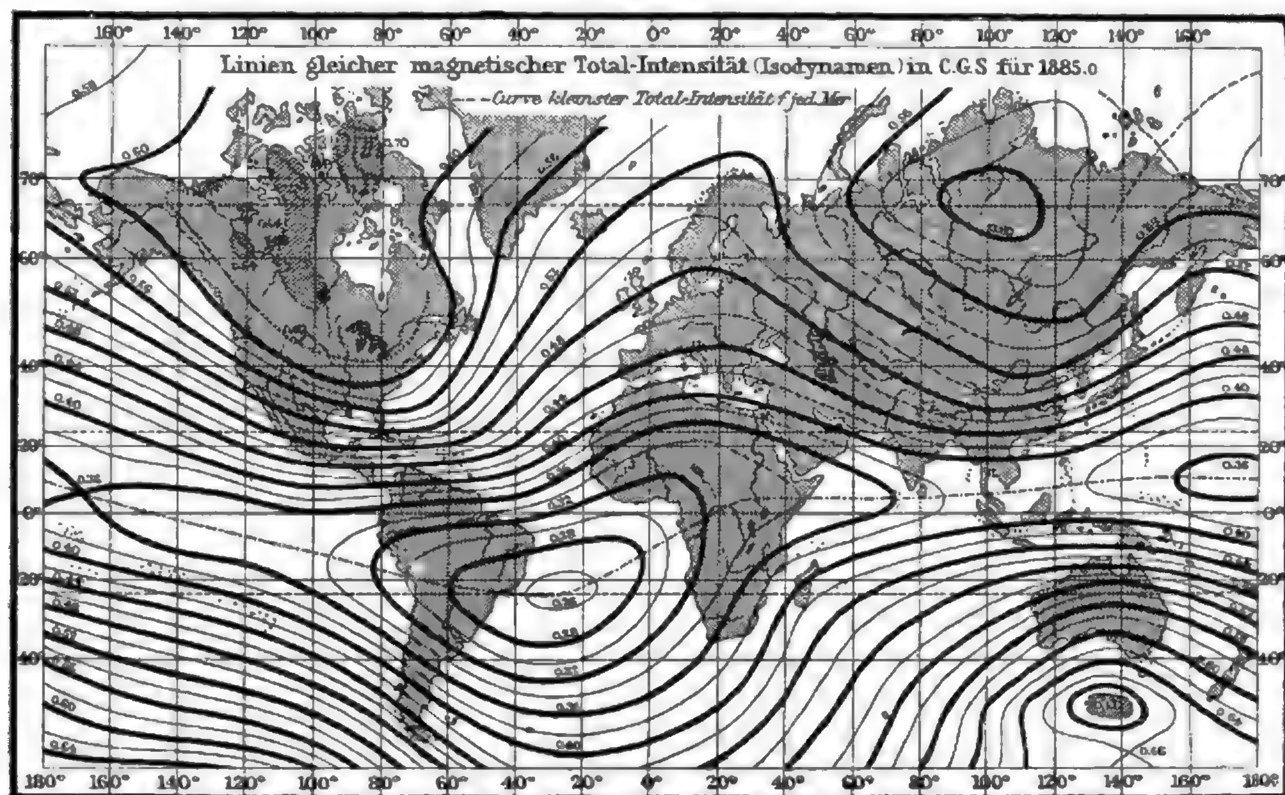
Auf den Gauß'schen Karten der (berechneten) Verteilung der magnetischen Kraft, sowie auf deren Neubearbeitung durch Ermann-Petersen findet man die Humboldt'schen oder konventionellen Ein-

*) Es braucht wohl kaum erinnert zu werden, dass auf einen physischen Magnet der Erdmagnetismus keine Beschleunigung ausüben kann, weil der eine Pol ebenso stark abgestoßen als der andere angezogen wird; er übt nur eine Richtkraft aus. Das obige Resultat gilt für ein gedachtes einzelnes nord- oder süd-magnetisches Massenteilchen.

heiten,*) auf den Intensitäts-Karten von Sabine für die Epoche 1842 finden sich natürlich die englischen Einheiten. Die für Figur 23 und 24 reproducierten Intensitätskärtchen sind dem Atlas des Erdmagnetismus von Neumayer entnommen, sie geben die Intensitäten nach dem Centimeter-, Gramm- und Sekundensystem (das ist in Zehntel der Gauß'schen Intensitäten).

Auf den Intensitäts-Karten (siehe Figur 23 und 24) verbindet man die Orte gleicher Intensität durch Linien, welche Isodynamen genannt werden. Wenn man deren Verlauf betrachtet und mit jenem der Isoklinen

Fig. 23.



Isodynamen für 1885 nach Neumayer.

vergleicht, so erhält man als wichtiges Resultat, dass beide Systeme von Linien nicht parallel verlaufen, wie es auf einem regulären Magnet mit zwei Polen der Fall sein müsste. Die Isodyname 0.5 durchschneidet z. B. alle Isoklinen zwischen 52° und 73° nördlicher Inklination. Das Auffallendste aber ist die Existenz von zwei Centren größter magnetischer Kraft auf jeder Hemisphäre. Der stärkere Intensitätspol der nördlichen Hemisphäre findet sich in der Gegend von 72° N. Br. und 90° W. L. in Nord-Amerika, nördlich von der Hudsonsbay; Neumayer nimmt, wie unser Kärtchen durch die schraffierten Stellen anzeigt,

*) Weil Gauß die von Sabine 1837 publizierte Sammlung der bis dahin in relativem Maß angestellten Beobachtungen benützte.

mehrere Centren größter Kraft im nördlichen Amerika an. Der schwächere Pol wurde, weniger sicher, ermittelt in Nordost-Asien, Sabine verlegte ihn unter 65° N und 118° O. L. in die Nähe der Lena-Mündung, **Neumayer** nach neueren Beobachtungen auf 100° Ost unter den Polarkreis. Die Inklination erreicht an keinem der Pole 90°. Auf der südlichen Hemisphäre finden sich gleichfalls zwei Punkte (Focus) größter Intensität, die aber sehr nahe beisammen liegen in 65° S und 140° O der stärkere, und in 50° S und 120° O der schwächere (nach Sabine). Die schwächste Intensität findet man in einem inselförmigen Raume des südatlantischen Oceans unter 20° S. Br. gegen die Küste von Süd-Amerika hin. Im folgenden sind die Intensitäten an den genannten Punkten in konventionellen, britischen und Gauß'schen Einheiten angegeben nach den magnetischen Karten von **Sabine**.

Fig. 24.

Intensität nach:	willkürlichen Einheiten	britischen Einheiten	Gauß'schen Einheiten	Centimeter-, Gramm-Sek.
Amerikanischer Focus	1.88	14.2	6.55	0.655
Asiatischer "	1.76	13.5	6.22	0.622
Stärkerer Focus der südlichen Hemisphäre	2.02	15.3	7.06	0.706
Schwächerer Focus der südlichen Hemisphäre	1.96	15.0	6.92	0.692
Schwächste Erdkraft 20° S 37° W	0.71	5.3	2.44	0.244

Das Verhältnis der stärksten magnetischen Erdkraft zur schwächsten ist also nahe 3 zu 1.

Verbindet man jene Punkte der Meridiane, wo die Erdkraft am schwächsten ist, durch eine Linie, so erhält man den sogenannten **dynamischen Äquator**, welcher nicht zusammenfällt mit der Linie ohne Neigung (magnetischer Äquator). Für manche magnetische Erscheinungen (z. B. den täglichen Gang der Deklination, wie er Seite 72 dargestellt wurde) ist der dynamische Äquator die Scheidelinie der beiden magnetischen Hemisphären.*)

*) Am Cap hat z. B. die Nadel noch den äquatorialen täglichen Gang, obgleich die Breite schon 35.5° ist, weil der dynamische Äquator hier eine große Ausbiegung nach Süden macht.

Die Verteilung der magnetischen Kraft über die Erdoberfläche ist sehr unsymmetrisch. Teilt man selbe in eine östliche Hemisphäre zwischen 80° W. L. und 100° O. L. von Greenwich und in eine westliche von 100° O bis 80° W, so hat letztere, Amerika und den pacifischen Ocean umfassend, eine größere Intensität als die östliche (Verhältnis 4 : 3) und enthält alle 4 Centren größter Kraft. Diese stärker magnetische Hemisphäre ist mehr eine Wasserhemisphäre, sie hat auch eine etwas niedrigere mittlere Temperatur, während die östliche mehr Land hat und wärmer ist. Hingegen haben die nördliche und südliche Halbkugel gleiche Intensität.

Sekuläre Änderung, tägliche und jährliche Periode der Intensität. Da die vergleichbaren Intensitäts-Messungen überhaupt erst aus neuerer Zeit stammen, so wissen wir noch wenig von den Änderungen der Intensität in längeren Perioden. Es gibt Länder, wo wie in Süd-Amerika und Umgebung die Intensität erheblich abzunehmen scheint, an anderen Stellen nimmt sie wieder zu, so in England und im westlichen Europa überhaupt. In Italien nimmt sie jedoch ab.

Der tägliche Gang der horizontalen Komponente des Erdmagnetismus zeigt ein Minimum vormittags zwischen 10 und 11^h und ein Maximum am Abende (in Dublin, Toronto 5—6^h, in Wien erst um 11^h); die Amplitude der Schwankung ist in Wien 23 Einheiten der fünften Decimale (Gauß'sche Einheit). Im Winter ist die Amplitude viel kleiner als im Sommer und die Extreme verspäten sich bedeutend. Die Total-Intensität ist in Wien von 9^h vormittags bis 3^h nachmittags unter dem Mittel, dagegen von 4^h pm. bis 8^h am., also während 17 Stunden über dem Mittel. Die Kraft bleibt die ganze Nacht nahezu konstant (schwaches Maximum um 10^h pm. + 0.0007), nimmt von $8\frac{1}{2}^h$ an rasch ab, erreicht um $11\frac{1}{2}^h$ am. ein Minimum (— 0.0018 Gauß-Einheiten), um dann rasch wieder zu wachsen.

Interessanter ist der von Sabine gefundene jährliche Gang der Intensität. Derselbe besteht im wesentlichen darin, dass in beiden Hemisphären in dem Halbjahr Oktober bis März die Intensität etwas größer ist als zur übrigen Zeit des Jahres. Wir sehen also, dass zur Zeit der größeren Sonnennähe auch die Intensität zunimmt, wie die Inklination.

Durch die Werte der Deklination, der Inklination und der horizontalen Komponente (Horizontal-Intensität) wird die Wirkung der magnetischen Erdkraft an einem Punkte der Erdoberfläche vollkommen bestimmt.*) Gauß hat durch eine bewunderungswürdige mathematische Analyse gezeigt, dass ohne andere Voraussetzungen, als dass die erdmagnetische Kraft in jedem Punkte der Erdoberfläche die Gesammtwirkung der

*) Für Wien sind die Mittelwerte der drei magnetischen Elemente für die Mitte des Jahres 1890 folgende: Deklination 9° 5.3′ W, Horizontale Intensität 2.063 G. E., Inklination 63° 17.2′ N, Totale Intensität 4.590 G. E. Die Deklination nimmt jährlich um 5′ ab, die Inklination um 2′; die Horizontale Komponente der Intensität nimmt dagegen um 0.002 zu.

magnetisch wirkenden Teile des Erdkörpers sei und dass dieselbe gleichviel nördlichen wie südlichen Magnetismus besitze (wie jeder Magnet), sich Gleichungen aufstellen lassen, welche für jeden durch Breite und Länge bestimmten Punkt die Größe der drei magnetischen Elemente mit hinlänglicher Genauigkeit zu berechnen gestatten, sobald auch nur von 8 über die Erdoberfläche verteilten Orten die Werte dieser drei Elemente durch direkte Messungen bekannt sind. Er hat die auf diesem Wege berechneten Werte der magnetischen Elemente zur Zeichnung magnetischer Karten benutzt, welche im allgemeinen mit den nach direkten Beobachtungen konstruierten übereinstimmen.*)

Über die Art der wirklichen Verteilung der magnetischen Kraft in der Erde geben aber diese Gleichungen keinen Aufschluss, im Gegenteile weist Gauß nach, dass diese Verteilung notwendig unbestimmt bleiben muss, weil die beobachteten Wirkungen auf der Erdoberfläche durch unendlich viele verschiedene Verteilungen des Magnetismus im Innern der Erde hervorgebracht werden können. Die von Halley, Tobias Mayer, Biot und andern ersonnenen Hypothesen zur Erklärung der magnetischen Wirkung der Erde haben jetzt nur noch historisches Interesse und müssen hier übergangen werden.

Gauß berechnete die Größe der magnetischen Kraft der Erde (das magnetische Moment derselben) und fand sie ganz überraschend groß. Es wären 8464 Trillionen bis zur Sättigung magnetisierter einpfündiger Eisenstäbe mit parallelen magnetischen Achsen erforderlich, um die magnetische Wirkung der Erde im äußeren Raume zu ersetzen, was bei einer gleichförmigen Verteilung derselben durch den ganzen Erdkörper nahe 8 solcher Stäbe auf jeden Kubikmeter geben würde. Gauß zeigt ferner, dass die mathematische Behandlung der Hypothese, welche die Hauptursache des Erdmagnetismus in dem Raum außerhalb der Erde, also in kosmischen Einflüssen oder in atmosphärischen Vorgängen (elektrischen Strömungen) suchen würde, zu Resultaten führt, die mit der Gesamtheit der beobachteten Erscheinungen unverträglich scheinen, hingegen sieht er die Möglichkeit, dass ein relativ geringer Teil der erdmagnetischen Kraft von oben her erzeugt werde, nicht als entschieden widerlegt an. Neuere Arbeiten haben es in der That wahrscheinlich gemacht, dass ein Teil der magnetischen Kraft außerhalb der Erde, etwa in der Atmosphäre ihren Sitz haben mag, und dass dieser Teil namentlich mit den Variationen der magnetischen Kraft in Beziehung steht. A. Schuster kam durch eine eingehende mathematische Analyse der täglichen Variation der magnetischen Elemente zu dem Schlusse: Der Hauptteil der täglichen Variation der Magnetnadel wird durch Ursachen hervorgerufen, die außerhalb der Erdoberfläche liegen und wahrscheinlich

*) Gauß: Allgemeine Theorie des Erdmagnetismus, Leipzig 1839. Gauß und Weber: Atlas des Erdmagnetismus, Leipzig, 1840. Ermann und Petersen: Neue Konstruktion dieser Karten mit Rücksicht auf das bis 1870 zugewachsene Beobachtungsmateriale, Berlin, 1874.

in elektrischen Strömungen in der Atmosphäre zu suchen sind. Auch B. Stewart ist zu dem gleichen Resultat gekommen.

Beobachtungen über die jedenfalls geringe Änderung der magnetischen Intensität mit der Höhe nötigen aber zu dem Schluss, dass der Sitz des Erdmagnetismus hauptsächlich in erheblicher Tiefe unter der Erdoberfläche angenommen werden müsse.*)

Einige allgemeine Sätze über die Verteilung des Magnetismus der Erde. In jüngster Zeit ist fast gleichzeitig von verschiedenen Autoren (v. Bezold, Bauer, v. Tillo) das zuerst von Dove auf die Temperatur-Verteilung auf der Erdoberfläche angewendete Verfahren, Mittelwerte für die Parallelgrade abzuleiten und dann auf Grund derselben die örtlichen Anomalien zu berechnen und deren Verteilung kartographisch durch Isanomalen darzustellen, auch auf die magnetischen Elemente angewendet worden. Diese Methode hat sich sogleich auch für die Theorie der Verteilung des Erdmagnetismus als sehr fruchtbar erwiesen und hat zu neuen Gesichtspunkten geführt, die hier kurz charakterisiert werden sollen. Indem W. v. Bezold aus einer Karte der Verteilung des magnetischen Potentials auf der Erdoberfläche**) Mittelwerte des magnetischen Potentials für jeden zehnten Parallelgrad und für die Erdpole ableitete, kam er zu dem unerwarteten Resultat, dass diese Mittelwerte für gleiche Breitegrade der nördlichen und südlichen Hemisphäre (von den verschiedenen Vorzeichen abgesehen) fast genau den gleichen Wert haben, trotz der so unsymmetrisch scheinenden Verteilung der erdmagnetischen Kraft. Ferner fand er, dass die Mittelwerte des Potentials für die Parallelgrade einfach im Verhältnis des Sinus der geographischen Breite (φ) gegen die Pole hin abnehmen und dass die Gleichung besteht:

$$\text{Magnetisches Potential} = 0{.}330 \sin \varphi,$$

0.330 ist also das magnetische Potential an den Erdpolen (nach dem c. g. s. System der magnetischen Einheiten, also 3.30 nach Gauß'schen Einheiten).

Dieselbe Übereinstimmung der Mittelwerte für die Parallelgrade der nördlichen und südlichen Hemisphäre fanden Bauer und v. Tillo auch für die horizontale Komponente des Erdmagnetismus und für die Werte der

*) Forbes glaubte in den Alpen eine Abnahme der horizontalen Komponente um ein Tausendstel ihres Wertes für je 1000 Meter Erhebung gefunden zu haben. Die Beobachtungen im Ballon gaben unentschiedene Resultate. Lamont sagt: Wenn die Tiefe des Sitzes des Erdmagnetismus 100 Meter wäre, so müsste schon bei einer Entfernung von der Erdoberfläche um 10 Meter die Intensität um $1/5$ sich ändern; dieser Sitz muss also viel tiefer und zwar wenigstens in einer Tiefe von 30 Kilometer sich befinden. Auch Airy nimmt den Sitz des Magnetismus in großen Tiefen an.

**) Eine derartige Karte findet sich in Neumayers Atlas des Erdmagnetismus, Blatt II. (Gotha, Perthes, 1891.)

Inklination. Bauer zeigt, dass diese Mittelwerte (wenn mit φ wieder die geographische Breite bezeichnet wird) das einfache Gesetz befolgen:

H (Horizontale Komponente) $= 0.330 \cos \varphi$
J (Inklination), $\operatorname{tang} J = 2 \operatorname{tang} \varphi$
Z (Vertikale Komponente) $= 0.660 \sin \varphi$

das heißt, die Erde verhält sich in Bezug auf ihre Drehungsachse vollkommen wie ein gleichmäßig magnetischer Körper, denn die obigen Gleichungen entsprechen der theoretischen Verteilung der magnetischen Kräfte auf einer gleichmäßig magnetisierten Kugel. Die Theorie ergibt, dass die äußere Wirkung einer solchen Kugel gleich ist der eines Magnetes von unendlich kleinen Dimensionen im Centrum derselben, der das gleiche magnetische Moment wie die Kugel hat.

Die Theorie gibt ferner, wenn mit μ die Intensität der Magnetisierung der Volumeinheit einer Kugel vom Radius a bezeichnet wird, für das magnetische Potential an der Oberfläche derselben in der geographischen Breite φ den Ausdruck*)

$$\frac{4}{3} \pi \mu \sin \varphi = \text{Potential in der Breite } \varphi.$$

Der Vergleich mit dem oben angeführten von Bezold aus den Beobachtungen empirisch abgeleiteten Wert des erdmagnetischen Potentials

---

*) Bezeichnen wir wieder mit μ die Intensität der Magnetisierung der Volumeinheit, mit a den Erdhalbmesser, so ist $\frac{4}{3} \pi a^3$ das Volum der Erde und das Produkt $\frac{4}{3} \pi a^3 \mu$ die magnetische Masse der Erde. Auf einen außerhalb gelegenen Punkt P in der Entfernung r vom Centrum wirkt diese Masse so, als wenn sie im Centrum der Erde vereinigt wäre und zwar wie bekannt im umgekehrten Verhältnis zur dritten Potenz der Entfernung. Bezeichnen wir mit x die Ordinate des Punktes P (Achse der x parallel zur Erdachse, Anfangspunkt der Ordinaten im Mittelpunkt der Erde genommen) oder die Projektion des Radius Vektor r auf die Erdachse, so ist die Wirkung der magnetischen Masse der Erde auf die magnetische Masse 1 im Punkte P gegeben durch die Größe

$$V = \frac{4}{3} \pi a^3 \mu \frac{x}{r^3}.$$

Nennen wir den Winkel zwischen dem Radius Vector r und der magnetischen Achse der Erde u, wo dann $x : r = \cos u$, so ist für einen Punkt auf der Erdoberfläche, wo $r = a$, in der Poldistanz u oder der geographischen Breite $\varphi = 90^\circ - u$

$$V = \frac{4}{3} \pi a \mu \cos u \text{ oder } = c\, a \sin \varphi$$

wenn wir das konstante Produkt $\frac{4}{3} \pi \mu$ mit c bezeichnen. Das magnetische Potential (d. i. das Produkt der aufeinander wirkenden magnetischen Massen geteilt durch ihre Distanz) im Punkte P ist dann:

$$\frac{V}{a} = c \sin \varphi.$$

Nun hat Bezold gefunden: $\frac{V}{a} = 0.330 \sin \varphi$, also $\frac{4}{3} \pi \mu = 0.330$. Daraus ergibt sich sogleich das magnetische Moment der Erde $M = \frac{4}{3} \pi a^3 \mu = 0.330\, a^3 = 8.52 \times 10^{25}$.

lehrt uns somit die Größe der Magnetisierung der Erde kennen, denn es ist hiernach

$$\frac{4}{3}\pi\mu = 0.330$$

und die magnetische Masse der Erde ist gleich $0.330\,a^3 = 8.52 \times 10^{25}$ (c. g. s.). Fast genau denselben Wert (8.55) hat Gauß auf einem viel umständlicheren Wege gefunden.

Wir rekapitulieren das wichtige Resultat, das aus diesen Untersuchungen hervorgeht, d. i. dass die Erde in Bezug auf ihre Rotationsachse als gleichförmig magnetisiert betrachtet werden darf.

Bezold und namentlich Bauer haben sich nun auch schon mit der Erforschung des Charakters der Ursachen beschäftigt, welche den Anomalien in der Verteilung des Erdmagnetismus zu Grunde liegen, wie sie die magnetischen Karten uns vor Augen führen; denn die wirkliche Verteilung der magnetischen Kräfte ist örtlich oft weit entfernt von der mittleren, für welche die oben angeführten einfachen Gesetze gelten.

Bezold hat eine Karte der Isanomalien des erdmagnetischen Potentials $(V:a)$ gezeichnet, also Linien gleicher Abweichung desselben von dem Mittelwert des zugehörigen Parallelgrades. Hiernach zeigt die westliche Hemisphäre im allgemeinen etwa von 5° *O* bis 150° *W* nur positive Abweichungen, die restierende östliche nur negative Anomalien.

Bauer hat ferner Linien gleicher Abweichung der Inklination von dem Mittelwert des zugehörigen Parallels entworfen (Isapoklinen); dieselben zeigen zwei Herde oder foci größter Störung, beide liegen unweit vom Äquator. Die größte positive Abweichung oder der «Sitz» der Kraft, welche das Nordende der Nadel um circa 29° von dem normalen Werte ablenkt, d. i. abnormal anzieht, befindet sich circa unter 20° S und 40° W; die größte negative Abweichung, oder der Sitz der Kraft, welche das Südende der Nadel um etwa 24° abnormal gegen die Erdoberfläche hin ablenkt, liegt unter 5° S und 40° E. Diese Punkte können sozusagen als sekundäre Pole, als ein sekundärer Nord- und Südpol betrachtet werden, und beide liegen in der Nähe des Äquators. Bauer zeigt dann des Näheren, dass die Anomalien der magnetischen Erdkraft, jene der Intensität wie der Deklination, sich durch die Hypothese erklären lassen, dass die Erde neben der normalen und kräftigeren Magnetisierung in der Richtung der Drehungsachse, noch einer zweiten aber viel schwächeren Magnetisierung in der Richtung einer Äquatorialachse unterliegt.

Die hauptsächlichsten Phänomene der Verteilung des Erdmagnetismus kann man sich hervorgebracht denken durch zwei nahezu senkrecht aufeinander stehende magnetische Systeme, eines polaren und eines äquatorialen, von denen das erstere 5 bis 6mal stärker ist als das letztere. Die Achse des resultierenden magnetischen Systems muss natürlich eine geringe Neigung gegen den Äquator hin haben, welche sich unter obiger Annahme zu 10°, aus den Beobachtungen (nach Gauß' Rechnung) zu

12° ergibt. Dies ist der Winkel zwischen der magnetischen Achse und der Erdachse. Schon Sabine hat angenommen, dass die Anomalien in der Verteilung des Erdmagnetismus durch eine sekundäre Magnetisierung der Erde hervorgebracht werden.

Bauer hat ferner auch Mittelwerte der Sekular-Variation der erdmagnetischen Elemente für die Parallelgrade berechnet. Auch diese Mittelwerte dürften für die Erklärung der noch so rätselhaften Erscheinung der Sekular-Variation nützlich werden, vorläufig gestatten sie die Ableitung einiger einfachen Beziehungen zwischen der Größe der Sekular-Variation und der geographischen Breite. Es ergibt sich nämlich, dass die mittlere sekuläre Änderung der magnetischen Deklination längs eines Parallelgrades [von 1780 bis 1885] am Äquator nahezu im Minimum war und im allgemeinen mit der Breite zunahm, dass dagegen dieselben Werte für die Inklination durchschnittlich am Äquator ihr Maximum erreichten und mit der geographischen Breite abnahmen. Man überblickt dies Verhältnis in folgenden Mittelwerten, die für die nördliche und südliche Hemisphäre gelten.

Breite	60°	40°	20°	Äq.
	Mittlere Sekular-Variation.			
Deklination	9.5′	6.2′	4.8′	4.3′
Inklination	2.5	5.0	7.2	8.0

Die Sekular-Variation kann qualitativ als die Folge einer Verlagerung der Pole des sekundären magnetischen Systems betrachtet werden. Da die Durchschnittspunkte der Linien ohne Abweichung (der agonischen Linien) mit dem Äquator, nahe zusammenfallen mit den «isapoklinischen» Polen, so gestattet die Kenntnis der Bewegung der agonischen Linien längs des Äquators auch eine Schätzung der Ortsveränderung der ersteren. Hiernach scheint es, dass sich die Pole des sekundären magnetischen Systems während der letzten 300 Jahre längs des Äquators nach Westen bewegt haben und zwar etwa im Verhältnis von 0.2° per Jahr.

Regionale Störungen der magnetischen Kurven. Sowie wir im vorigen Abschnitt weitverbreitete (regionale) Störungen der Intensität der Schwere kennen gelernt haben, so gibt es auch derartige Störungen in der örtlichen Verteilung der magnetischen Elemente, und es ist recht wohl möglich, dass ein gewisser Zusammenhang zwischen beiden besteht. So z. B. glaubt Fritsche einen solchen in der Gegend bei Moskau konstatieren zu können. Es scheint, dass wie das Pendel, so auch die Magnetnadel uns noch manche Aufschlüsse über die Verhältnisse der tiefer liegenden uns unzugänglichen Schichten der Erdkruste verschaffen dürfte. Da aber die Konstatierung dieser Störungen ins Detail gehende magnetische Aufnahmen erfordert, wie sie jetzt z. B. nur für Frankreich und England vorliegen, so wird es erst in einiger Zeit möglich sein, dieses neue Hilfsmittel zur Erforschung der oberen Erdkruste auszunützen. Die bisherigen magnetischen Aufnahmen mussten sich im allgemeinen darauf beschränken,

den allgemeinen «terrestrischen» Verlauf der magnetischen Kurven zu konstatieren und dabei von dem wahren örtlichen Verlauf derselben abzusehen. Schon Lamont hat bei seiner magnetischen Aufnahme von Bayern den Unregelmäßigkeiten in dem Verlauf der magnetischen Linien seine Aufmerksamkeit zugewendet (1856) und die Bemerkung daran geknüpft, dass die Gestalt der Kurven erkennen lasse, dass die obere Erdkruste keine magnetischen Stoffe von ausgedehntem Wirkungskreis enthalte, vielmehr die Krümmungen der Kurven den unregelmäßigen Erhöhungen und Vertiefungen des «Erdkernes» (wie er sich ausdrückt) zugeschrieben werden müssen. Es ist von Interesse, damit gewisse Ergebnisse der magnetischen Beobachtungen der Challenger-Expedition (1873/76), die Creak bearbeitet hat, zu vergleichen. Es ergab sich, dass manche der oceanischen Inseln ganz auffallende Störungen zeigten, die nicht durch eine magnetische Wirkung der sichtbaren Gesteine zu erklären sind, so namentlich die der Bermudas-Inseln, die nur aus Korallenkalk bestehen. Im allgemeinen ergab sich, dass die Inseln im Norden des magnetischen Äquators das Nordende der Magnetnadel nach abwärts ziehen und die Deklinationsnadel gegen die höheren Teile des Landes; im Süden wird umgekehrt das Südende der Nadel nach abwärts gezogen. «Möglicherweise haben sich in diesen Inseln magnetische Teile der Erdkruste gegen die Oberfläche erhoben, aus jenen Schichten, wo der Sitz des Magnetismus gesucht werden muss.» Rijckevorsel bemerkt in seiner magnetischen Aufnahme des indischen Archipels, dass die Isogonen in auffallender Weise der größten Ausdehnung des Landes folgen; es ist, sagt er, als wenn das Land auf den Verlauf der Isogonen einen gewissen Zwang ausüben würde.

Zerstreute Beobachtungen darüber, dass tektonische Verhältnisse, der Oberflächenbau des Landes etc. auf den Verlauf der magnetischen Kurven einen Einfluss zu haben scheinen, werden aus allen Erdteilen berichtet. Naumann hat namentlich auf den merkwürdigen Verlauf der Isogone 5° W. in Japan aufmerksam gemacht, die dort, wo der Bau des Gebirges, die tektonische Linie, eine Knickung erfährt, diese Knickung mitmacht.

Nipher hat bei der magnetischen Aufnahme des Staates Missouri merkwürdige Biegungen der Isogonen gefunden, welche eine auffallende Beziehung zur Oberflächengestaltung des Landes zu haben scheinen; namentlich wo dieselben in die großen Thäler eintreten, erleiden sie starke Ablenkungen.

Die detaillierte magnetische Aufnahme der britischen Inseln durch Rücker und Thorpe hat ein System von Störungen der magnetischen Kurven aufgedeckt, die teils in offenbarer Verbindung stehen mit den Basaltmassen der westlichen Inseln und mit den schottischen Kohlenfeldern, teils der großen Verwerfungslinie des Caledonian-Kanals folgen,*) zum größeren Teile aber sich nicht mit der oberflächlichen geologischen Be-

*) Andere Verwerfungs- oder Bruchlinien zeigten dagegen keinen Einfluss auf die magnetischen Kurven.

schaffenheit des Bodens in Beziehung setzen lassen. Eine große Störungslinie («Gratlinie», gegen welche die horizontale Komponente der magnetischen Kraft gerichtet erscheint) verläuft von London nach Milford Haven (200 englische Meilen) und sendet einen Zweig nach Süden an die Küste bei Reading. Seine Fortsetzung findet dieses Störungsgebiet in Nord-Frankreich im Westen von Paris, wo Moureaux gefunden hat, dass dort die im allgemeinen («terrestrisch») von NNE nach SSW gerichteten Isogonen längs einen von SSE nach NNW gerichteten Linie sämtlich eine nach SSE gerichtete Ausbuchtung zeigen; es ist, als ob diese Linie die Nadel anzöge. Die äußeren geognostischen Verhältnisse geben keinen Fingerzeig auf die Ursache dieser magnetischen Störung; man muss wohl annehmen, dass ältere mehr magnetische Gesteine sich hier der Oberfläche nähern.

Für die Entstehung der regionalen und der lokalen Störungen der magnetischen Kurven kann man zwei Ursachen annehmen: Erdströme und die Anwesenheit magnetischer Gesteine, sei es oberflächlich oder unterirdisch. Beide Ursachen sind wohl neben einander vorhanden. Rücker ist der Ansicht, dass das Vorhandensein magnetischer Gesteine, magnetisiert durch den Einfluss des Erdmagnetismus, die Hauptursache der Erscheinung sei, dass magnetische Störungslinien oder Herde (foci) magnetischer Attraktion existieren. Jede größere Masse krystallinischer Felsen zieht (auf der nördlichen Halbkugel) den Nordpol der Nadel an. Auch O. E. Meyer ist bei seinen Untersuchungen über den Gebirgsmagnetismus in Schlesien zu dem Resultat gekommen, dass jede magnetische Bergkuppe nur magnetische Südpole (die das Nordende der Nadel anziehen) aber keine Nordpole aufweisen könne. Die Rechnung ergab Rücker, dass die an der Erdoberfläche in England beobachteten Störungen von derselben Größenordnung sind, wie sie durch große Massen von Basalt oder Gabbro unter der Oberfläche hervorgebracht werden können.

Bemerkenswert ist daneben, dass Eisenerzlager, Magneteisenberge, die magnetischen Kurven wenigstens nicht immer, merklich zu stören vermögen. Smirnow's magnetische Beobachtungen in West-Sibirien haben für die Umgebung der Eisensteinlager des Blagodat und von Kuschwa neuerdings genauer nachgewiesen, was von Gmelin und Humboldt schon bemerkt worden war, d. i. den geringen Einfluss dieser Eisenlager auf die Magnetnadel. Auch die großen Eisenerzlager in Nord-Steiermark beeinflussen kaum die Magnetnadel, wie die älteren Messungen von Kreil und die jüngsten von Liznar in Eisenerz gezeigt haben. Wenn aber magnetisches Gestein sich ziemlich ebenso tief in die Erde erstreckt, als es sich über dieselbe erhebt, so können wir allerdings am Fuße solcher Berge uns in der neutralen Mittellinie befinden, wo die magnetische Wirkung verschwindet.

Die in Zukunft wohl noch genauer studierten regionalen Störungen der magnetischen Kurven versprechen derart noch interessante Ergebnisse über die Zusammensetzung der Erdkruste zu liefern.

Magnetische Störungen und deren Beziehungen zu den Nordlichtern. Neben dem regelmäßigen täglichen Gange zeigen die magnetischen Elemente zuweilen auch rasche und weit über die Grenzen des täglichen Spielraums hinausgehende Änderungen. Die Nadel zeigt in solchen Fällen eine Unruhe, welche sich wesentlich unterscheidet von ihrem stetigen Gange an normalen Tagen. Man hat diese unregelmäßigen und großen Bewegungen der Magnetnadel Störungen, magnetische Stürme oder magnetische Ungewitter genannt, obgleich sich herausgestellt hat, dass sie mit den Gewittern und Stürmen der Atmosphäre in keinem nachweisbaren Zusammenhang stehen. Als mit dem Jahre 1834, angeregt durch Gauß und Weber, von dem magnetischen Verein an zahlreichen Punkten in Europa an den sogenannten Termintagen gleichzeitig alle 5 Minuten die magnetische Deklination (später auch Intensität) beobachtet wurde, stellte sich heraus, dass die Richtung der Störungen an verschiedenen oft sogar an allen Orten eine außerordentlich große, gewöhnlich bis auf die feinsten Nuancen eingehende Übereinstimmung zeigte, während die Größe derselben lokale Verschiedenheiten wahrnehmen ließ und im allgemeinen nach Norden hin zunahm. Nachdem seit 1840 vornehmlich durch Humboldts Einfluss von Russland und England magnetische Observatorien in allen Erdteilen in Thätigkeit gesetzt worden waren, zeigte es sich zwar auch wieder, dass die großen Störungen gleichzeitig auf der ganzen Erde auftraten, dass aber die Richtung der Ablenkung der Nadel, die Größe derselben und überhaupt der ganze Charakter der Störung um so verschiedener war, je weiter die Orte von einander entfernt lagen.

Aus den in den arktischen Gegenden angestellten Beobachtungen hat Wijkander gefunden, dass die Störungen daselbst einen auffallenden Unterschied zeigen von den gleichzeitigen der gemäßigten Zone, so dass er zu der Annahme sich genötigt sieht, dass die Entstehung der Störungen irgendwo an der Grenze zwischen beiden Zonen zu suchen sei.

Sabine hat aus den Beobachtungen an den britischen Observatorien in beiden Erdhälften den Nachweis geführt, dass auch die Störungen eine tägliche und eine jährliche Periode haben. Ja, wenn man die Ablenkungen der Deklinationsnadel als westliche und östliche unterscheidet und separat auf ihre tägliche Periode untersucht, so zeigen dieselben an manchen Orten einen verschiedenen täglichen Gang. In Kew z. B. herrschen die westlichen Störungen bei Tag, die östlichen bei Nacht vor, gleichzeitig mit letzteren erreichen zu Nertschinsk die westlichen Störungen ihr Maximum. Ein Gesetz aber, welches eine übersichtliche Darstellung dieser Verhältnisse für alle Orte gestatten würde, ist noch nicht aufgefunden worden. Im allgemeinen treten die Störungen in solcher Weise auf, dass sie als eine Verstärkung der regelmäßigen Bewegungen betrachtet werden können, also auch als eine Verstärkung der gewöhnlich wirkenden Kräfte. Doch gilt dies nur der Hauptsache nach.

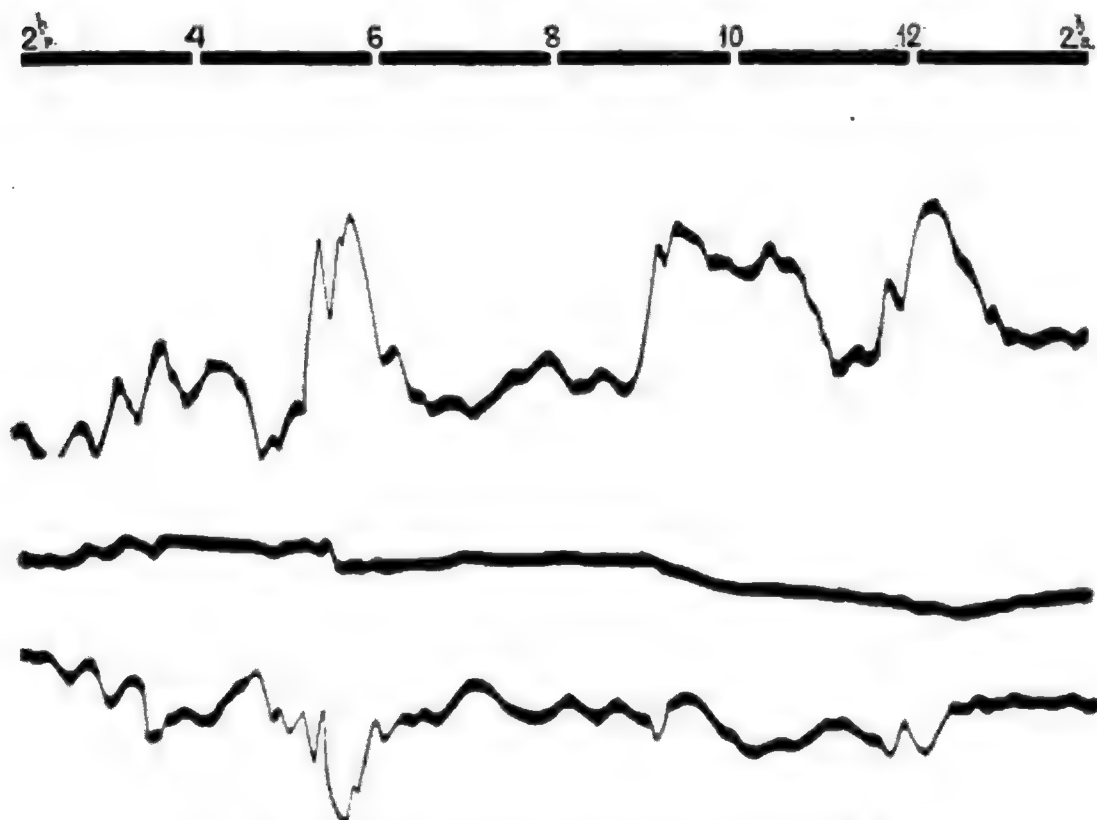
In der jährlichen Periode scheinen die Störungen durchschnittlich zur Zeit der Äquinoktien ein Maximum zu erreichen und ein entschiedenes Minimum im Juni auch auf der südlichen Halbkugel. Gegen die Mitte des vorigen Jahrhunderts fanden Celsius und Hjorter zu Upsala, dass die Störungen meist gleichzeitig mit den Nordlichtern auftreten. Alle seitherigen Beobachtungen haben diese Entdeckung bestätigt; man weiß jetzt, dass in den gemäßigten Zonen das Auftreten einer größeren magnetischen Störung sicher auch auf ein Nordlicht schließen lässt. In den Polargegenden selbst gilt aber diese Regel im allgemeinen nicht mehr. Die Expeditionen in die Circumpolargegenden zwischen 60° und 115° W. L. haben daselbst von Parry bis auf Nares herab keinen oder nur einen geringen Zusammenhang zwischen den Störungen und dem Auftreten der Nordlichter gefunden. Auch die schwedische Expedition auf Spitzbergen (1873 bis 1874) hat keine hervorstechende Relation zwischen beiden Erscheinungen beobachtet. Hingegen teilt Weyprecht mit, dass bei Franz-Josefsland in den Wintern 1872 bis 1874 die Nordlichter und die magnetischen Störungen, die hier überaus häufig und groß waren, eine enge Beziehung zeigten. Weyprecht, sowie Paulsen bei seinen Nordlicht-Beobachtungen in Godthaab (Grönland), fanden, dass nur die eine stärkere Bewegung besitzenden Nordlichter lebhaft auf die Nadel einwirken.

Gleichzeitig mit den größeren magnetischen Störungen und intensiven Nordlichtern zeigen sich auch spontane galvanische Strömungen in den gewöhnlichen Telegraphenleitungen, und dieser Zusammenhang ist ein so regelmäßiger, dass, wenn wir das Auftreten einer dieser Erscheinungen bemerken, wir auch auf das Vorhandensein der beiden andern schließen dürfen. Diese elektrischen Erdströme in den Telegraphenleitungen sind zuweilen so stark, dass sie die telegraphische Korrespondenz ganz unmöglich machen, indem sie kräftiger sind als die Batterieströme, mit denen man arbeitet. Lamont und Airy haben diese Erdströme genauer beobachtet. Der letztere ist zu folgenden Schlüssen gekommen: Die Störungen des Magnetismus in der Horizontalebene lassen sich fast vollkommen durch die Wirkung von terrestrischen galvanischen Strömen erklären. An magnetisch ruhigen Tagen zeigen die durch die Erdströme hervorgebrachten Kräfte einen ausgesprochenen täglichen Gang, der aber wesentlich von den magnetischen täglichen Variationen verschieden ist. Die an der Erdoberfläche beobachteten galvanischen Ströme erklären den Erdmagnetismus nicht, nur durch sehr tief unter der Erdoberfläche vor sich gehende galvanische Ströme könnte derselbe erklärt werden.

Die folgenden Figuren 25 und 26 geben eine Vorstellung von der Art der Bewegung der Magnetnadeln während einer größeren magnetischen Störung. Sie stellen die Kurven dar, welche die photographisch registrierenden Magnetometer des Observatoriums in Wien während der magnetischen Ungewitter vom 13.—14. und 17.—18. November 1882 aufgezeichnet haben. Die Magnete, welche die Änderungen der Dekli-

nation (gewöhnliche Magnetnadel), der horizontalen Komponente der Erdkraft (ein an zwei feinen Metallfäden aufgehangener Deklinationsstab, welcher durch Drehung der Ebene dieser Fäden senkrecht auf den magnetischen Meridian gestellt wird (Bifilare), in welcher Lage die Änderungen der horizontalen Komponente mit dem größten Drehungsmoment auf den Stab wirken, also größte Empfindlichkeit erreicht wird) und der vertikalen Komponente derselben (Magnetstab, der auf einer Schneide wie ein Wagebalken aufgehangen und für eine mittlere Größe der vertikalen Komponente in horizontaler Lage balanciert ist)

Fig. 25.



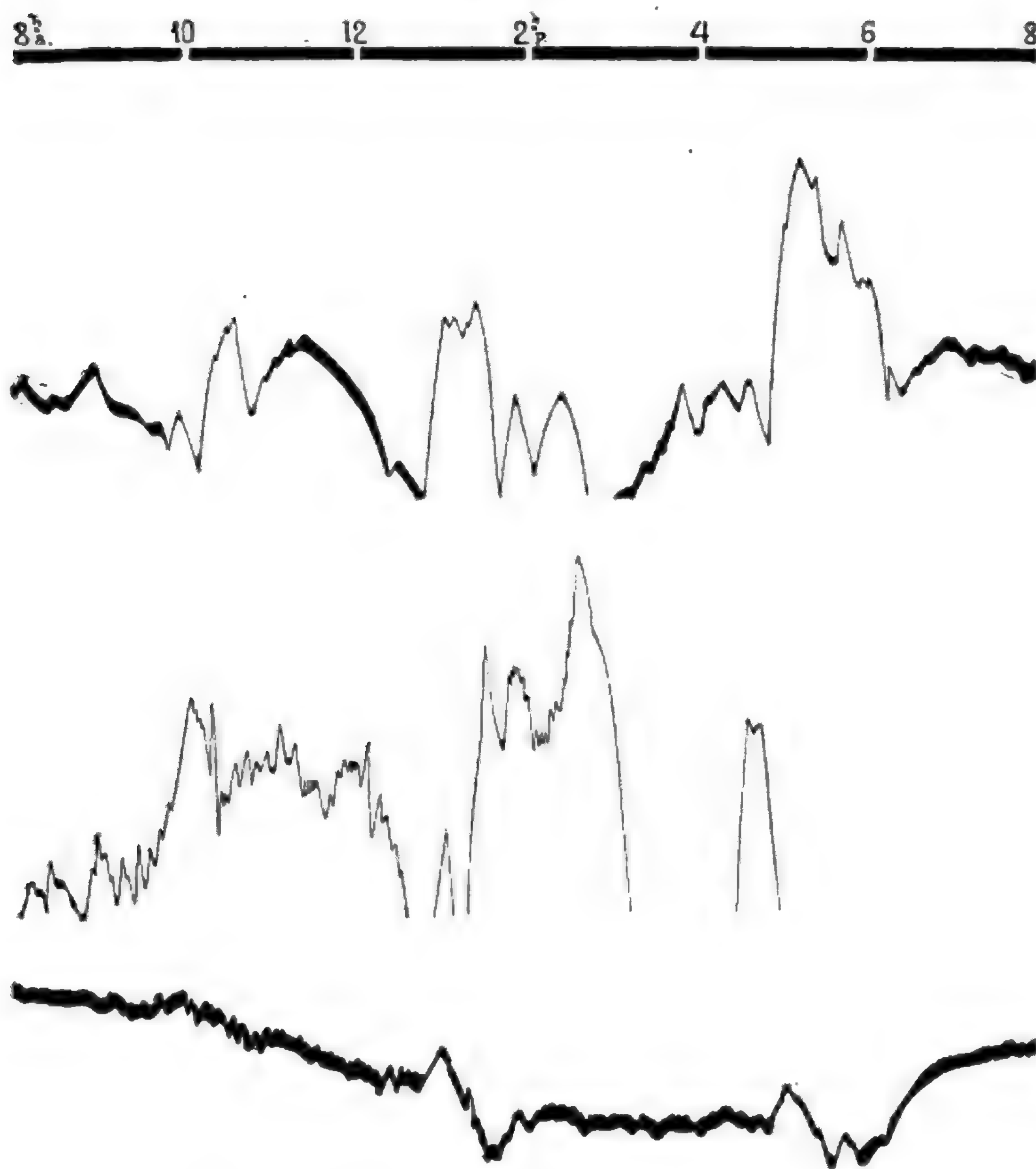
Magnetische Störung zu Wien vom 13. zum 14. November 1882.
Horizontale und vertikale Komponente, Deklination.

messen, tragen Spiegel, welche das Licht einer Flamme (durch optische Vorrichtungen auf einen Punkt koncentriert) auf photographisch präparierte Papiere reflektieren, die durch ein Uhrwerk kontinuierlich und gleichmäßig fortbewegt werden, so dass die Magnete ihre Bewegungen selbst aufschreiben. Die fixe Nullinie wird durch einen fixen Spiegel geliefert. Bei der Deklination wie bei der horizontalen und vertikalen Komponente entspricht eine Bewegung nach aufwärts im Bilde einer Zunahme des betreffenden Elementes.

Die extremen Änderungen der drei Elemente waren: Vom 13.—14. bei der Deklination zwischen $4^{1}/_{2}{}^{h}$ bis $5^{3}/_{4}{}^{h}$ Nachmittag 29.0′, bei der

horizotalen Komponente zwischen $4^{1}/_{2}{}^{h}$ und kurz nach Mitternacht 0.016 Gauß'sche Einheiten, bei der vertikalen Komponente 0.007 Gauß'sche Einheiten. Bei der großen Störung vom 17.—18. waren die Änderungen folgende: Deklination $1^{3}/_{4}{}^{h}$ bis kurz nach 5^{h} morgens

Fig. 26.



Magnetische Störung zu Wien vom 17. zum 18. November 1882.
Deklination, horizontale und vertikale Komponente.

1° 39′, bei der horizontalen Komponente, soweit die Zeichnung reicht, 0.023 Gauß'sche Einheiten, in Wirklichkeit vielleicht 0.04, das ist circa 2% der Größe dieser Komponente, bei der vertikalen Komponente zwischen 10^{h} abends und $5^{3}/_{4}{}^{h}$ morgens 0.018 Gauß'sche Einheiten.

Man ersieht aus den Zeichnungen die außerordentliche Unruhe der Magnetnadel während solcher Störungen. Die Variationen der horizontalen Komponente vom 17. zum 18. November waren so groß, dass die Breite des Papieres nicht ausreichte, um dieselben ganz aufnehmen zu können.

Die magnetische Störung vom 17.—18. November war von sehr intensiven Nordlicht-Erscheinungen begleitet und zugleich von so kräftigen Erdströmen in Europa wie in Nord-Amerika, dass die telegraphische Korrespondenz unterbrochen wurde. Die temporäre magnetische Station am Kap Horn in Süd-Amerika beobachtete den Eintritt dieser magnetischen Störung genau im selben absoluten Zeitmoment, in welchem sie sich in Europa und in Ost-Asien (Zikawei bei Shanghai) fühlbar machte.

Die folgende Figur 27 (S. 98) gibt ein eindringliches Bild von der absoluten Gleichzeitigkeit und Gleichartigkeit, mit welcher der «Ausbruch größerer magnetischer Stürme» auf der ganzen Erde erfolgt. Die Kurven *) sind Facsimiles der photographischen Registrierungen der magnetischen Instrumente, in unserer Figur des Bifilarmagneten, welcher die Änderungen der horizontalen Komponente der Erdkraft angibt und sind sämtlich auf die Zeit desselben Ortes (Greenwich) bezogen.**)

Die Störung trat überall nach $10^{1}/_{2}{}^{h}$ abends plötzlich in gleicher Art mit einem Ruck nach oben (einer Zunahme der Intensität) ein, dann folgte eine Reihe von Schwankungen, die nicht mehr an allen Orten übereinstimmten (in unserer Figur nur angedeutet) bis um $3^{h}\,48^{m}$ morgens, Greenwich-Zeit (das ist $1^{1}/_{2}{}^{h}$ Nachmittag zu Melbourne, nahe Mittag zu Zikawei bei Shanghai und $10^{1}/_{2}$ Nacht zu Toronto) wieder gleichzeitig und gleichartig plötzlich eine noch größere Störung (zuerst Abnahme, dann sehr große Zunahme der Intensität) eintrat. Die Änderung betrug zu Batavia 0.011, zu Wien 0.012, zu Melbourne 0.022, zu Toronto 0.047 (das ist 3% der mittleren horizontalen Kraft) Gaußische Einheiten. Das Charakteristische im Auftreten der großen Störungen bei allen Elementen besteht darin, dass dieselben plötzlich, gleichzeitig und ganz gleichartig auf der ganzen Erde auftreten, zu Petersburg unter 60° N. Br. wie zu Melbourne unter 38° S. Br., in Australien und Ost-Asien wie in Nord-Amerika. Dann aber machen sich im einzelnen lokale Verschiedenheiten geltend und der Gang der Nadel ist nicht mehr überall der gleiche. Es ist ja das Bezeichnende der magnetischen Störungen, dass sie trotz ihrer Gleichzeitigkeit im ersten Auftreten doch Lokaleinflüssen unterworfen bleiben und eine ausgesprochene Periodicität haben, die der Lokalzeit und dem Solartag folgt.

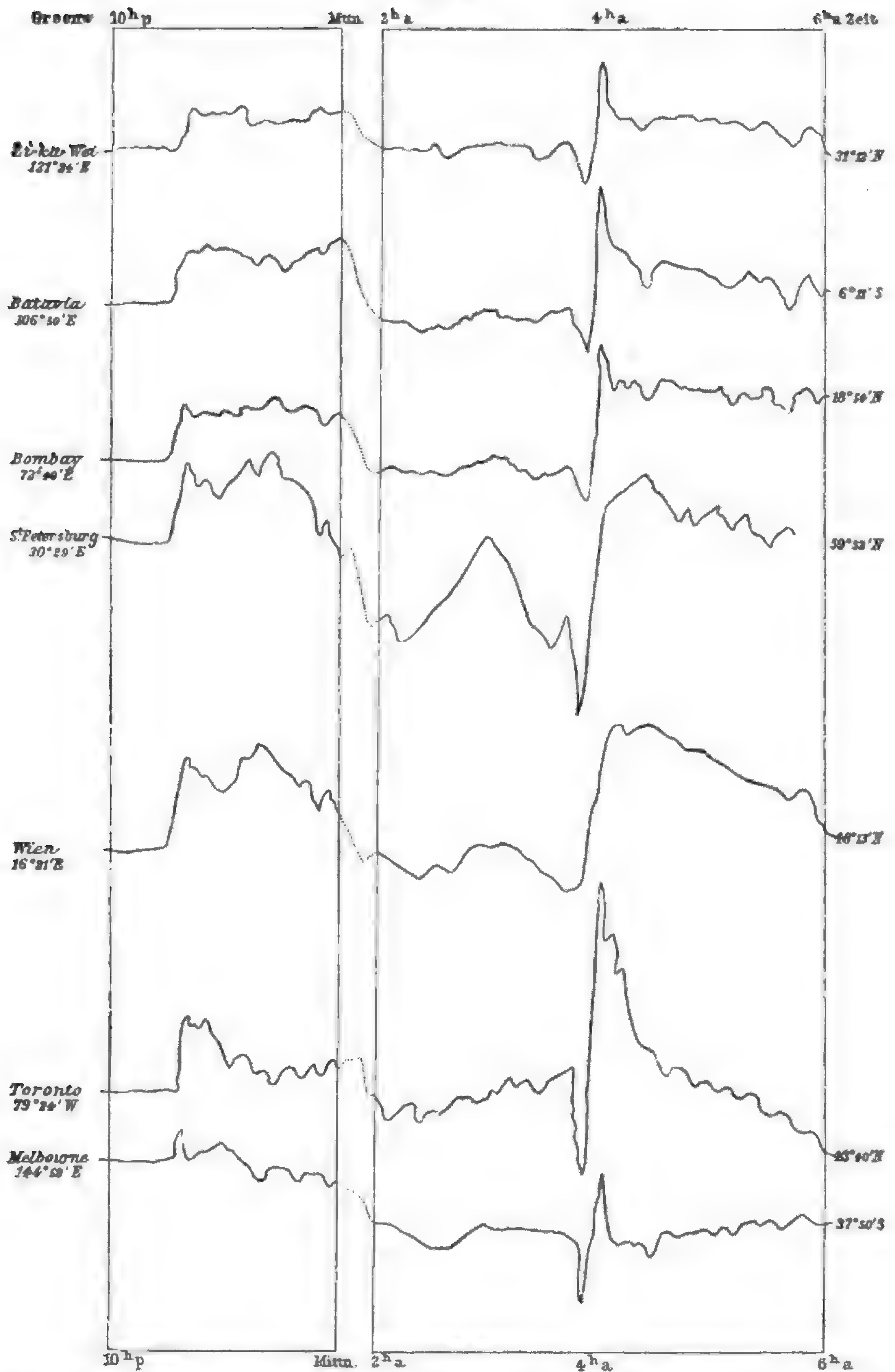
Wild schließt aus einer eingehenden Untersuchung der großen magnetischen Störung vom 31. Jänner zum 1. Februar 1881, dass im

---

*) Eine Auswahl der von W. G. Adams von 17 Observatorien und für alle magnetischen Elemente reproducierten Kurven.

**) Die Kurven sind wie in den Originalen nicht in gleichem Maßstabe, was eine unmittelbare Vergleichung der Amplituden der Störungen leider unmöglich macht.

Fig. 27.



Magnetische Störung der horizontalen Komponente des Erdmagnetismus am 24. — 25. Juni 1885.



Fig. 28. **Nordlicht,**
gesehen zu Bossekop in Finnmarken am 19. Januar 1839, 7 Uhr 40 Minuten abends, auf der Südseite des Himmels.
(Nach Bravais).

ganzen einer Zunahme der magnetischen Erdkraft an einigen Orten eine Abnahme derselben an andern zu entsprechen scheint, so dass die magnetische Kraft der Erde als solche vielleicht keine Änderung erleidet, die störenden Kräfte also nur Variationen in der Verteilung dieser Kraft bedingen. Die Störungsherde, von denen aus die Aktion mit den Entfernungen abnimmt, scheinen dabei in höheren Breiten zu liegen, und manches spricht dafür, dass wir als Ort derselben den sogenannten Nordlichtgürtel anzusehen haben, von dem im folgenden noch weiter die Rede sein wird.

Die Polarlichter stehen mit den magnetischen Erscheinungen in engerem Zusammenhange, daher sie hier kurz behandelt werden müssen.

In den höheren Breiten beider Hemisphären zeigt sich mehr oder minder häufig bei Einbruch der Nacht jene Lichterscheinung, welche unter dem Namen des Polarlichtes *(aurora borealis)* bekannt ist. Das Auftreten derselben ist nach Gestalt und Intensität so mannigfaltig, dass eine Beschreibung der verschiedenen Formen desselben hier nicht gegeben werden kann. Einige Abbildungen, welche Hauptformen der Nordlichter darstellen und deren Erläuterung mögen dieselben ersetzen.

In unseren Breiten tritt das Nordlicht meist in der Art auf, dass sich zuerst am nördlichen Horizont (quer über den magnetischen Meridian) ein weißer oder gelblicher Lichtbogen bildet, unterhalb dessen der Himmel eine besonders dunkle Färbung annimmt (das «dunkle Segment»). Aus diesem Lichtbogen schießen leuchtende Strahlen oder Strahlenbündel zuweilen von prächtigem Farbenspiel gegen das Zenith empor. Bei den glänzendsten derartigen Erscheinungen steigen von allen Seiten des Horizonts Lichtgarben empor, die sich in einem Punkte des Himmels perspektivisch vereinigen und eine Lichtkrone, die sogenannte *Corona* bilden, wie dies bei dem großen Nordlicht am 25. October 1870 vielfach auch in Mittel-Europa beobachtet wurde. Die Farbendrucktafel: Nordlicht am 25. October 1870 zeigt die Nordlicht-Krone wie sie Piazzi Smyth in Edinburgh gesehen hat. Der Konvergenzpunkt der Nordlichtstrahlen liegt immer nahe an jenem Punkte des Himmels, gegen welchen der Südpol der Inklinationsnadel hinweist, die Strahlen scheinen somit der Richtung der magnetischen Erdkraft parallel angeordnet zu sein.

In etwas höheren Breiten, so namentlich im Norden Skandinaviens, tritt das Nordlicht am häufigsten in Form von Strahlen-Draperien auf, wie dies die beiden Figuren 28 und 29 anschaulich machen, welche Nordlicht-Erscheinungen zu Bossekop im äußersten Norden Norwegens darstellen.

In noch höheren Breiten nimmt der Glanz dieser Erscheinungen wieder ab, gegen die Erwartung, die man im vorhinein hegen könnte. Die Nordpolfahrer, die im höchsten Norden, namentlich jene, die im Norden Amerikas überwintert haben, äußern sich sehr enttäuscht über den geringen Glanz und die einfachen Formen, unter denen das Nordlicht dort auftritt. Auch in den dänischen Kolonien West-Grönlands hat man die Abnahme



NORDLICHT VOM 25. OCTOBER 1870 6 UHR ABENDS GEGEN SÜDOST EDINBURGH

NACH PIAZZI SMYTH



NORDLICHT VOM 6 AUGUST 1871 UM MITTERNACHT BEI AUFGEHENDEM MOND

EIN SCHWACH LEUCHTENDER BOGEN IN N.U.NE GESEHEN VOM KGL OBSERVATORIUM IN EDINBURGH

NACH PIAZZI SMYTH.

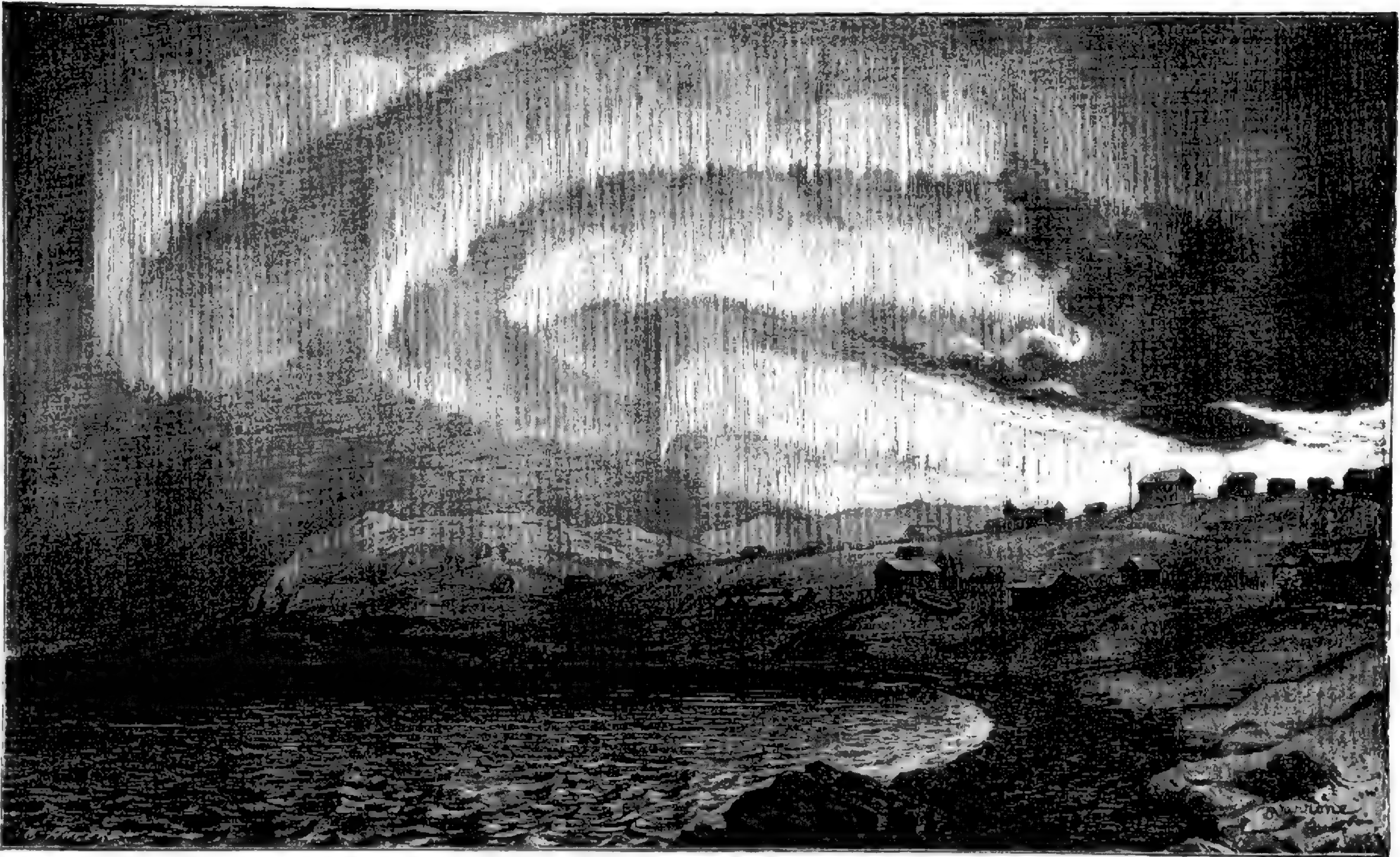


Fig. 29. **Nordlicht,**
gesehen zu Bossekop in Finnmarken am 21. Januar 1839, 6 Uhr abends.
(Nach Bravais.)

der Intensität und der Häufigkeit der Nordlichter nach Norden hinauf schon lange als sehr auffällig hervorgehoben (Rink).

Eine Hauptform des arktischen Nordlichtes ist ein frei schwebendes, wogendes Lichtband, welches von großer Beweglichkeit ist und häufig in Mehrzahl zugleich sich am Himmel zeigt.

Auf der «Vega» sah man während der Überwinterung im Norden der Bering-Straße niemals die prachtvollen Strahlenbänder und Strahlen-Draperien, wie sie in Skandinavien gewöhnlich sind, sondern nur mondhofartige Lichtbogen, die Stunde für Stunde und Tag für Tag ihre Lage unverändert beibehielten. Wenn das Himmelsgewölbe nicht von Wolken bedeckt war und der schwache Schein der Nordlichter nicht von Sonne oder Vollmond überstrahlt wurde, fiengen diese Bogen an, sich zwischen 8 und 9^h Abends zu zeigen und waren ununterbrochen sichtbar, in der Mitte des Winters bis 6^h Morgens und später im Jahre bis 3^h Morgens.

Die folgenden Figuren 30, 31 und 32 zeigen einige der bemerkenswertesten Formen solcher Lichtbogen, wie sie von der «Vega» aus im Winter 1878—79 gesehen wurden.

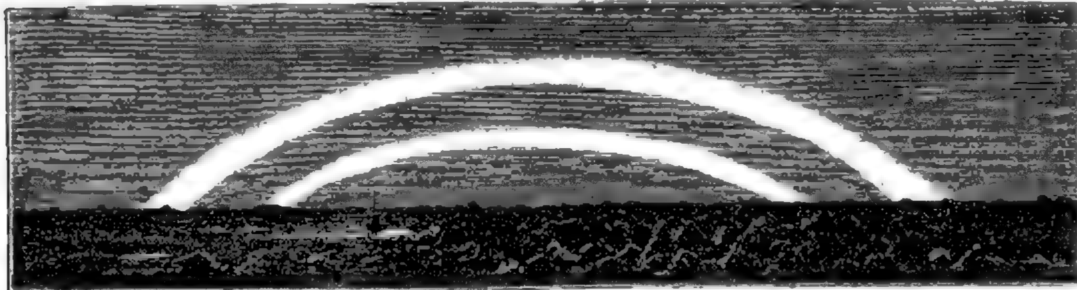
Auch in niedrigeren Breiten treten die schwächeren Nordlicht-Erscheinungen gleichfalls zuweilen in Form eines einfachen Lichtbogens auf, wie die Farbendruck-Tafel: Nordlicht am 16. August 1871 nach Piazzi Smyth, zur Darstellung bringt.

Die Höhe der großen Nordlichter ist im Mittel auf etwas über 100 Kilometer bestimmt worden (Grenzen 20 und 290 Kilometer). In Grönland und auf Spitzbergen hat man im Winter 1882—83 Höhen zwischen 0.6 und 60 Kilometer gefunden. In der Region der größten Häufigkeit der Nordlichter und der größten Veränderlichkeit der Formen derselben spielt sich diese Naturerscheinung in allen Höhen über der Erdoberfläche ab. Die Beobachter haben Nordlicht-Draperien zwischen ihrem Standpunkt und Bergen von geringer Höhe gesehen. Das sogenannte Nordlichtgeräusch scheint aber auf einer Täuschung zu beruhen.

Die Nordlichter haben eine ausgesprochene tägliche und jährliche Periode. In der täglichen Periode erreichen sie ihre größte Häufigkeit und Intensität vor Mitternacht, etwa von $9—11^h$; in der jährlichen Periode erreichen sie in beiden Hemisphären ihre größte Häufigkeit zur Zeit der Äquinoktien, am wenigsten häufig sind sie im Juni (wo sie 3 bis 10mal [südliche Hemisphäre] seltener sind als im März) und im Jänner. Im hohen Norden dagegen tritt nur ein Maximum im Wintersolstitium auf. Wir haben oben erwähnt, dass auch die magnetischen Störungen dieselbe Periode zeigen. Zur Zeit der größten Sonnenferne (Juni) erreichen also zugleich Nordlichter wie magnetische Störungen ihr Hauptminimum. Zur Zeit ihrer größten Häufigkeit aber wendet die Sonne infolge ihrer 7 Grad gegen die Erdbahn geneigten Achse der Erde ihren Südpol und ihren Nordpol am meisten zu und zugleich sind die Änderungen der Entfernung (des *radius vector*) am größten. Dies lässt eine direkte Beziehung dieser Erscheinung zur Sonne vermuten.

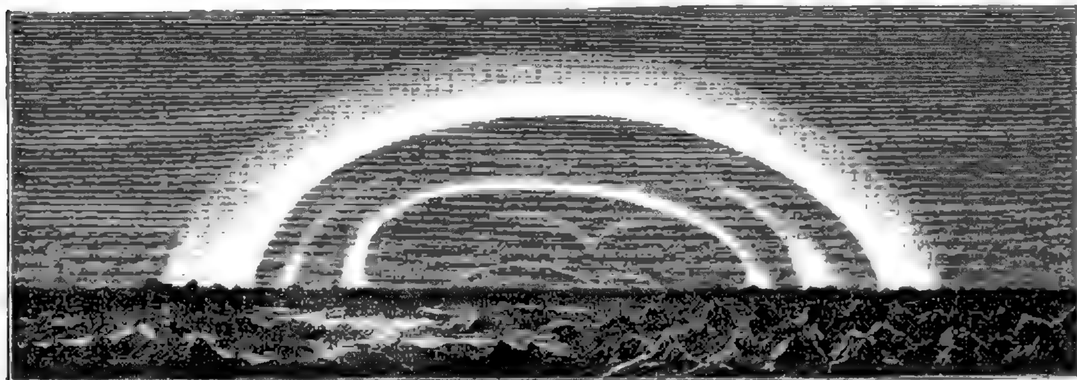
Auch die räumliche Verteilung der Häufigkeit der Nordlichter zeigt eine sehr bemerkenswerte Eigentümlichkeit. Loomis und später Fritz haben auf Karten die relative Häufigkeit des Polarlichtes auf unserer Hemisphäre in der Weise dargestellt, dass sie durch Linien (Isochasmen)

Fig. 30.



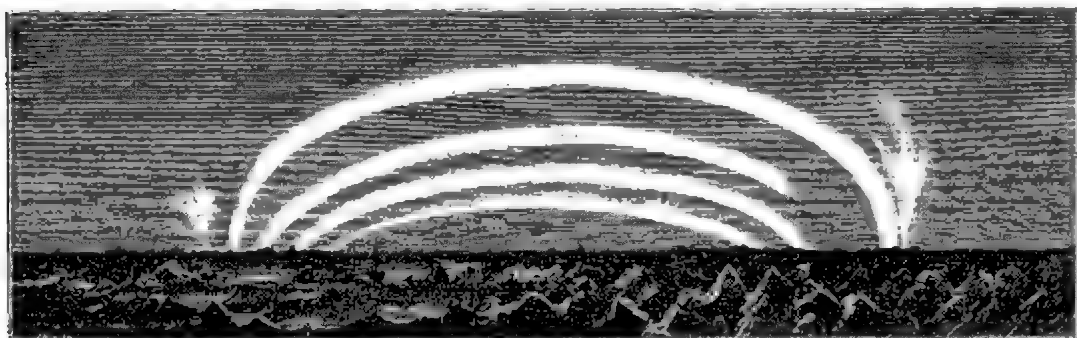
Winterquartier der Vega. Nordlicht vom 20. März 1879 9^h 30^m abends.

Fig. 31.



Winterquartier der Vega. Nordlicht vom 21. März 1879 3^h morgens.

Fig. 32.



Winterquartier der Vega. Nordlicht vom 21. März 1879 2^h 59^m nachmittags.

die Orte gleicher Frequenz der Nordlichterscheinungen verbunden haben. Auf diesen Karten zeigt sich nun recht deutlich die allerdings schon früher bekannte Erscheinung, dass die Nordlichter nicht bis gegen den Erdpol oder auch gegen den Magnetpol hin an Häufigkeit zunehmen,

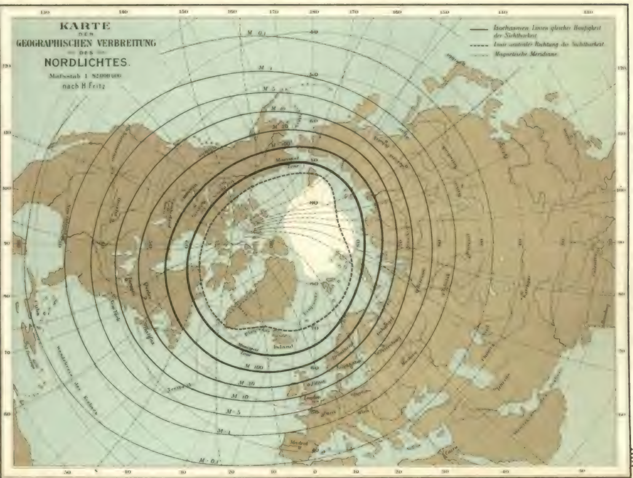
sondern schon in einem gewissen Abstande von beiden ein Maximum erreichen, worauf sie gegen den Pol hin wieder seltener werden, wie dies die «Karte der geographischen Verbreitung des Nordlichtes» ersichtlich macht. Die Linie größter Häufigkeit der Nordlichter verläuft vom Nordkap Europas nach dem nördlichsten Teile Nowaja-Semljas und Asiens, in dieser Gegend ihre nördlichste Breite circa 77° N erreichend, dann sich allmählich senkend folgt sie der Nordküste Asiens, erreicht die Westküste Amerikas unter 70°, senkt sich dann bis zur Mitte der Hudsonsbay, durchschneidet Labrador unter circa 57°, hält sich nach Osten hin längere Zeit in dieser Breite, bis sie den 60. Breitengrad südlich von Island durchschneidet und nun direkt auf die nördlichste Küste Norwegens zugeht. Vom magnetischen Pol bleibt diese Linie in Amerika circa 10° entfernt. Die anderen Linien gleicher Nordlichtfrequenz verlaufen ziemlich parallel mit der Maximallinie. Es ergibt sich also, dass Amerika unter gleicher Breite weit reicher an Nordlicht-Erscheinungen ist, als Europa und Asien, da es unter 57° noch in der Maximum-Zone liegt, die Asien erst unter 77° tangiert; in New-York unter 41° sind die Nordlichter noch so häufig wie in Petersburg unter 60° und in New-Orleans unter 30° so häufig wie in Wien (48°).

Wjikander hält es für wahrscheinlich, dass die Zone der größten Nordlichtfrequenz auch das Ausgangsgebiet der magnetischen Störungen sei, indem diese letzteren nördlich von derselben einen anderen Charakter haben als südlich davon.

Die größeren Nordlicht-Erscheinungen (wie z. B. jene vom 4. Februar 1872) werden zuweilen bis zum Wendekreise, in Amerika noch darüber hinaus gesehen und treten meist zugleich mit den Südlichtern der anderen Hemisphäre ein, die gleichfalls zuweilen noch auf Mauritius unter 20° S. Br. sichtbar sind, so dass in solchen Nächten größter Entwickelung des Polarlichtes der größte Teil der Erde in einen Lichtmantel eingehüllt sein mag.

In den Circum-Polargegenden nahe der Maximalzone sind die Nordlicht-Erscheinungen besonders in gewissen Jahren so häufig, dass wenigstens Spuren eines Polarlichtes in der finstersten Zeit fast nie fehlen. Überhaupt soll in den arktischen Gegenden die Nacht nie so finster sein wie in südlicheren Ländern, indem der Himmel ein helleres, mehr graues Ansehen hat. Wjikander vermutet daher und Lemström bestätigt dies, dass ein schwacher Lichtprocess immerfort in dieser Region stattfindet, sowie auch die magnetischen Störungen fast ununterbrochen vorhanden sind. Lemström hat im Winter 1882—83 durch Anbringung einer blitzableiterähnlichen Vorrichtung auf zwei Bergen im Innern Lapplands Lichterscheinungen hervorrufen können, welche auch spectroskopisch den Polarlichtern glichen.

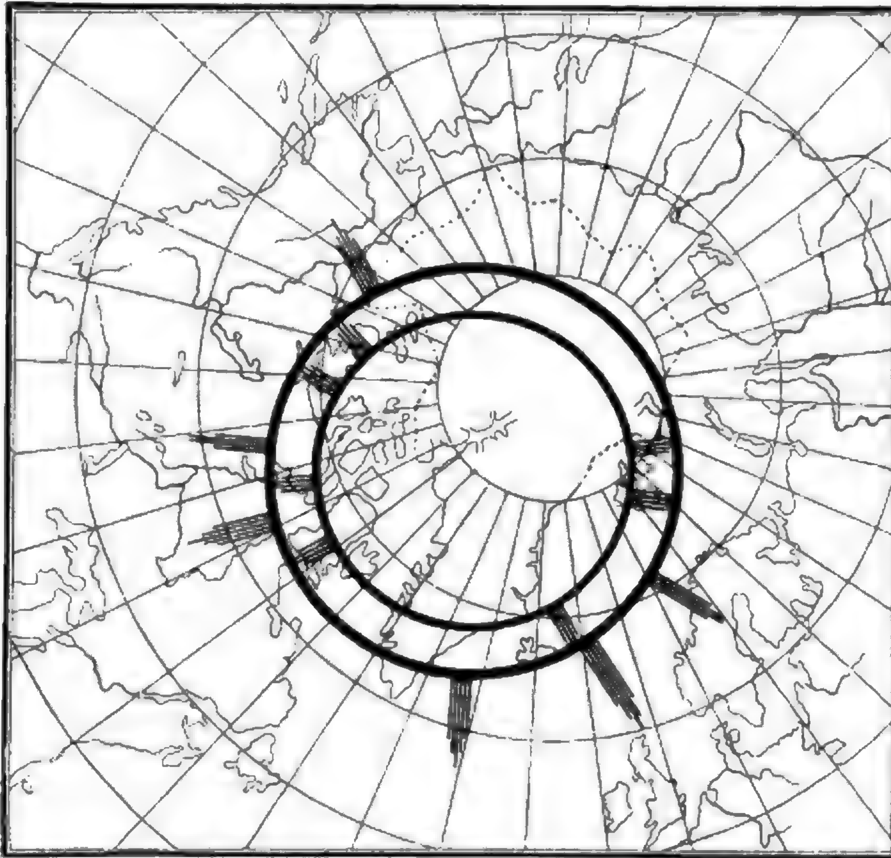
Nordenskjöld hat auf Grund der genauen Beobachtungen der Nordlicht-Erscheinungen während der Überwinterung der «Vega» im Norden der Berings-Straße sich folgende Ansicht gebildet über die Ur-


KARTE
DER
GEOGRAPHISCHEN VERBREITUNG
DES
NORDLICHTES.
Maſsstab 1 : 82.000.000
nach H. Fritz
Isochasmen Linien gleicher Häufigkeit der Sichtbarkeit
Linie zentraler Richtung der Sichtbarkeit
Magnetische Meridiane
M 0.1
M 1
M 5
M 10
M 30
M 100
Maximal Zone
Island
New York
Quebec
Halifax
London
Paris
Wien
Madrid
Verlag v. F. Tempsky Prag.
ALLGEMEINE ERDKUNDE
K. k. Hoflith. v. A. Haase Prag

sache der örtlichen Verschiedenheiten des Auftretens und der verschiedenen Formen der Nordlichter in höheren und niedrigeren Breiten.

Die gewöhnliche Nordlicht-Erscheinung, der einfache Nordlichtbogen, rührt von einem einfachen oder doppelten leuchtenden Ringe her, der sich konstant um den magnetischen Pol erhält. Er befindet sich in einer Höhe von etwa 200 Kilometer = 0,03 Erdradien über der Erdoberfläche, sein Mittelpunkt, der Nordlichtpol, liegt ein wenig nördlich von dem magnetischen Pol, sein Durchmesser beträgt etwa 2000 Kilometer oder 0,3 Erdhalbmesser. Die Figur 33 stellt die Projektion dieses Lichtkranzes (Nordlicht-Glorie) auf die Erdoberfläche dar. Die großen und glänzenden

Fig. 33.

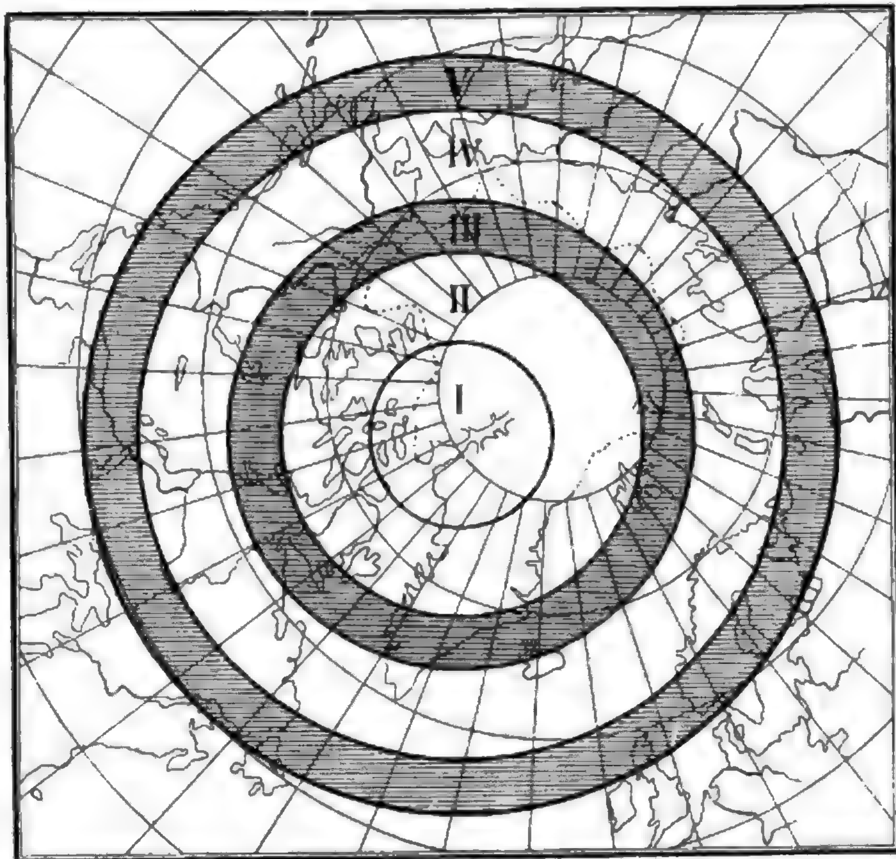


Lichtringe um den Nordlichtpol nach Nordenskjöld.

Nordlichter gehen von dem äußeren Ringe aus. Der Gesichtskreis des gewöhnlichen Lichtbogens liegt innerhalb zweier Kreise, die auf der Erdoberfläche gezogen sind mit dem Nordlichtpol als Centrum und den Radien von 8° und 28°. Er berührt eben noch das nördlichste Skandinavien, Island und das dänische Grönland, und scheidet jene Gegenden, wo sich die Lichtbogen vornehmlich im Süden zeigen, von jenen, wo sie gewöhnlich am nördlichen Horizont auftreten. In dem Gebiete nächst dem Nordlichtpol sieht man nur die kleinen, im mittleren Skandinavien dagegen nur die größeren unregelmäßig ausgebildeten Lichtkränze. In dieser Gegend wie im südlichen britischen Amerika werden statt dessen

die «Nordlichtstürme», die Strahlen- und Draperie-Nordlichter allgemein, welche der Erdoberfläche näher liegen dürften als die Bogen-Nordlichter. Die meisten Polarexpeditionen haben so nahe dem Nordlichtpol überwintert, dass der gewöhnliche Nordlichtbogen unter oder ganz nahe ihrem Horizonte gelegen war, und da das Strahlen-Nordlicht innerhalb dieses Kreises selten vorzukommen scheint, so erklärt es sich, dass sie das Nordlicht-Phänomen so ganz unter aller Erwartung fanden, und dass dasselbe so wenig zur Erhellung der langen Nacht beitragen konnte.

Fig. 34.



Sichtbarkeits-Zonen der Nordlichter nach Nordenskjöld.

Die Figur 34 bringt die Sichtbarkeitsgrenzen der verschiedenen Formen der Erscheinung des Polarlichtes nach Nordenskjöld specieller zur Darstellung. Zur Erläuterung derselben diene Folgendes:

1. Innerhalb des Raumes, welchen ein Kreis mit einem Radius von 8° um den Nordlichtpol gezogen, umschließt, wird das Nordlicht nur als lichter Nebel am Horizonte erscheinen und da Strahlen nach innen fast gar nicht ausgesendet werden, so kann die Nordlicht-Erscheinung in diesen Gegenden nur höchst selten gesehen werden. In der That bestätigten dies die Erfahrungen von Parry, Capt. Nares etc.

2. Innerhalb der Kreise, welche mit 8° und mit 16° Radius gezogen sind, wird «der gewöhnliche Nordlicht-Bogen» die regelmäßige Erscheinung sein. Innerhalb dieser Kreise überwinterte z. B. Nordenskjöld.

3. Zwischen den Kreisen von 16° und 20° Radius wird der innere «gewöhnliche Bogen» ziemlich im Zenith des Beobachters zu liegen kommen und wird in diesem Falle wohl nur als ein lichter Schein am Firmamente erscheinen oder ganz unbeachtet bleiben; oder es wird der «gewöhnliche» innere Bogen im Norden, der äußere Ring im Süden unweit vom Zenith sichtbar sein und dann durch Strahlenaustausch durch den Zenith sich auszeichnen. Damit stimmen ganz besonders die Beobachtungen von Weyprecht.

4. Zwischen den Kreisen von 20° und 28° Radius treten schon die Strahlen-Nordlichter gewöhnlich auf. Sie beginnen mit der Sichtbarkeit des leuchtenden (gewöhnlichen) Bogens und von diesem fahren Strahlen aus entweder in den freien Himmelsraum oder zu einem zweiten leuchtenden Ringe.

5. Zwischen den Kreisen mit 28° und 33° Radius endlich ist der innere «gewöhnliche Nordlicht-Bogen» gar nicht mehr sichtbar, dafür tritt da das prachtvolle Draperienlicht mit lebhaften Strahlen sehr häufig auf, dessen Grundlage wohl der äußere Ring abgibt.

Als Ursache der magnetischen Störungen sowohl als der Nordlichter werden jetzt zumeist elektrische Strömungen angesehen, die in der Atmosphäre wie in der Erde verlaufen und in der Nähe der Erdpole (vornehmlich in der eben bezeichneten Maximal-Zone), wo aus verschiedenen Gründen der Leitungswiderstand (die Isolierung) zwischen den obern Luftschichten und der Erde am geringsten ist, sich vereinigen oder entladen. Die Beobachtungen Lemströms scheinen eine Bestätigung dieser Ansicht zu liefern.

Die spektroskopische Untersuchung des Nordlichtes spricht gleichfalls dafür, dass dasselbe eine elektrische Lichterscheinung sei. Das Spektrum des Nordlichtes, aus leuchtenden Bändern bestehend und nicht kontinuierlich, beweist, dass es ein leuchtendes Gas ist und nicht etwa feste oder flüssige leuchtende Partikel oder reflektiertes Sonnenlicht, wie das auch schon angenommen worden ist. Die am meisten charakteristische gelb-grüne Linie im Nordlichtspektrum (Wellenlänge 557) ist noch bei keinem bekannten Körper gefunden worden, wohl aber auch im Spektrum des Zodiakallichtes. Angström hat sie einem Fluorescenz-Phänomen zugeschrieben. Paulsen sprach sich kürzlich gleichfalls dafür aus, dass das Nordlicht eine Fluorescenz-Erscheinung der verdünnten atmosphärischen Luft sei, hervorgerufen durch elektrische Strahlung. Living und Dewar glauben im Spektrum des Sauerstoffs bei — 200° und großer Verdünnung die gelbe Nordlichtlinie gefunden zu haben. Die Ansicht Scheiner's, dass die gelblich-grüne Linie einem noch unbekannten Gase ihre Entstehung verdankt, das von sehr kleinem specifischen Gewicht, sich deshalb nur in den höhern Schichten der Atmosphäre in merklicher Menge vorfindet, hat durch die Entdeckung des «Helium» an Wahrscheinlichkeit gewonnen.

Kosmische Beziehungen des Erdmagnetismus. In jüngster Zeit sind immer mehr Erscheinungen aufgedeckt worden, welche zu dem Schlusse nötigen, dass die magnetischen Erscheinungen der Erde gewisse, noch unermittelte direkte Beziehungen zu den Stellungen (und Veränderungen) anderer Himmelskörper, namentlich von Sonne und Mond haben müssen. Wenn wir von direkten Beziehungen sprechen, so schließen wir dadurch im vorhinein die Wärmewirkungen der Sonne auf die Erde aus, welche indirekt auf die magnetischen Variationen Einfluss nehmen können. Viele der vorhin angeführten neueren Beobachtungsresultate beweisen aber die Unabhängigkeit wenigstens des Hauptteiles dieser Erscheinung von dem Wärmegang auf der Erdoberfläche, indem die Variationen derselben sich nicht nach letzterem richten, sondern nach den Stellungen der Sonne.

Einen direkten Einfluss des Mondes auf den Erdmagnetismus hat, wie schon erwähnt, zuerst Kreil 1841 entdeckt, und Sabine hat später aus den Beobachtungen der Observatorien beider Hemisphären nachgewiesen, dass der Mond eine periodische Bewegung der Deklinationsnadel erzeugt, mit der wir uns schon auf Seite 75 beschäftigt haben. Am sorgfältigsten hat in neuester Zeit Broun den Mondeinfluss in den Deklinations-Beobachtungen zu Trevandrum studiert. Er zeigt, dass, wenn man die während eines Mondtages eintretende Deklinations-Variation für kürzere Zeiträume (Viertel Lunationen) berechnet, dieselbe (zu Trevandrum in der Nähe des dynamischen Äquators) zeitweilig so groß wird, wie die gleichzeitige Variation während eines Sonnentages, ja an einzelnen Tagen 5′ erreicht. Auch bei der Inklination und horizontalen Komponente lässt sich eine Mondvariation nachweisen.

Was den direkten Einfluss der Sonne betrifft, so haben wir einen solchen auch schon in Bezug auf die mittleren Werte der magnetischen Elemente kennen gelernt. In beiden Hemisphären wurde beobachtet, dass die Inklination und die Intensität größer sind um die Zeit, wenn die Erde sich in der Sonnennähe befindet und sich mit größerer Geschwindigkeit in ihrer Bahn bewegt, als in der Jahreshälfte größerer Sonnenferne.

Gerade zu Anfang des sechsten Decenniums dieses Jahrhunderts wurde von mehreren Naturforschern fast gleichzeitig die Entdeckung gemacht, dass die magnetischen Variationen eine 10 bis 11 jährige Periode haben (von R. Wolf und Gautier in der Schweiz, Lamont in München, Sabine in London). Lamont und Wolf fanden diese Periode in der mit den Jahren wechselnden Größe der täglichen Variation der Magnetnadel, Sabine in der Häufigkeit der Störungen. Die stündlichen Beobachtungen an den britischen Observatorien in beiden Erdhälften zeigten einen fortwährenden Zuwachs in der Größe und Häufigkeit der Störungen von 1843 bis 1848 und 1849 (die Frist, für welche diese Observatorien errichtet worden waren), welcher, weil an allen Orten in gleicher Weise auftretend, nicht in Fehlern seinen Grund haben konnte. Die weitere Verfolgung der Erscheinung zeigte dann den Beginn einer Abnahme von 1850 an, welche sich bis 1854 fortsetzte. Zufällig bekam Sabine,

während er sich mit diesem Gegenstande beschäftigte, die Probebogen des III. Bandes von Humboldts Kosmos zur Hand, welche die Resultate der von Heinrich Schwabe (in Dessau) mit unverdrossenem Eifer von 1826 bis 1850 (er setzte sie bis 1867 fort) ausgeführten Beobachtungen der Sonnenfleckengruppen enthielten mit dessen eigener Schlussfolgerung: «Die Zahlen meiner Tabelle (der Häufigkeit der Fleckengruppen) lassen keinen Zweifel, dass wenigstens von 1826 bis 1850 die Sonnenflecken eine Periode von circa 10 Jahren zeigen, mit Maximis um 1828, 1837 und 1848 und Minimis um 1833 und 1843». An die Verkündigung dieser epochemachenden Entdeckung Schwabe's knüpfte sich so unmittelbar die Entdeckung von Sabine, dass die Häufigkeit der Störungen mit der Häufigkeit der Sonnenflecken zusammenhänge, eine ungeahnte und höchst merkwürdige Verknüpfung von terrestrischen und kosmischen Vorgängen.

Intensität der Störungen, der mittlere Wert aus der ganzen Periode gleich 1 gesetzt.			Tägliche Oscillation der Magnetnadel zu München	Zahl der Sonnenfleckengruppen nach Schwabe
Jahr	Toronto (Canada)	Hobarton (Tasmanien)		
1843	0.55*	0.48*	7.2'	34*
1844	0.73	0.82	6.6*	52
1845	0.62	0.67	8.1	114
1846	1.26	1.03	8.8	157
1847	1.40	1.44	9.6	257
1848	**1.43**	**1.60**	**11.2**	**330**
1849	—	—	10.6	238
1850	—	—	10.4	186
1851	—	—	8.7	151
1852*)	1.01	—	9.0	125
1853	0.87	—	8.6	91

Um den großen Einfluss der Variation der Häufigkeit der Sonnenflecken auf die Größe und Häufigkeit der Störungen und die mittlere tägliche Oscillationsbreite der Deklinationsnadel ersichtlich zu machen, haben vorstehende Zahlen hier Platz gefunden, welche auch historisches Interesse beanspruchen können.

Man ersieht aus dieser kleinen Tabelle, dass in den Jahren der Sonnenflecken-Maxima die magnetischen Störungen zwei- bis dreimal so groß sind, als in den Jahren der Minima, und dass für die mittlere tägliche Amplitude der Deklinations-Variation dieses Verhältnis 1.7 ist.**) Was hier bloß für einen einzelnen Sonnenflecken-Cyclus gezeigt wurde, ist in der Folge immer sicherer festgestellt worden, und es hat sich ergeben, dass die Größe der täglichen Oscillation der Magnetnadel den Variationen der Sonnenfleckenhäufigkeit bis ins einzelne folgt. Die mit erneutem Eifer angestellten Beobachtungen, sowie die Sammlung älterer Aufzeichnungen der Sonnenflecken haben gezeigt, dass die Maxima und

*) Aus den Beobachtungen zu Nertschinsk in Ostsibirien.

**) Dieses beiläufige Verhältnis hat sich auch für andere Orte und Perioden bewährt.

Minima derselben sich nicht in gleichen Intervallen von je 10 Jahren folgen, sondern dass diese auch bis zu 13 Jahren anwachsen können. Die wahrscheinliche mittlere Dauer der Fleckenperiode ist (nach Wolf) 11.1 Jahre. Die tägliche Schwankung der Magnetnadel schließt sich der Fleckenhäufigkeit auf der Sonne so genau an, dass man aus der Zahl der Sonnenflecken eines Jahres die mittlere Größe der täglichen Schwankung des Magnets bis auf einige Zehntel-Minuten berechnen kann.*)

Figur 35 bringt den parallelen Verlauf der drei Phänomene: *a)* Zahl der Nordlichter in jedem Jahr, *b)* Größe der mittleren täglichen Variation der Deklinationsnadel und *c)* relative Häufigkeit der Sonnenflecken, während der Periode 1784 bis 1871, zur Darstellung. Man sieht deutlich, dass für diese Gruppe von Erscheinungen die Maxima wie die Minima so nahe auf die gleichen Jahre fallen und der Verlauf der drei Kurven ein so übereinstimmender ist, dass an einem kausalen Zusammenhang nicht mehr gezweifelt werden kann. Die Kurve *c)* der Sonnenfleckenfrequenz führt uns auch die Eigentümlichkeiten in der Periodicität derselben (rascheres Ansteigen als Abfallen, ungleiche Dauer der Perioden) deutlich vor Augen.

Neben der 11 jährigen Periode scheint noch eine größere 50 bis 60 Jahre umfassende Periode der Sonnenflecken zu existieren. Für die Nordlichter hat zuerst Olmstedt (1856) eine Periode von 65 Jahren wahrscheinlich zu machen gesucht. Später haben sich namentlich Loomis (in Amerika) und Fritz (Zürich) mit der Periodicität der Nordlichter beschäftigt. Letzterer gelangt auf Grund seines großen Nordlicht Kataloges gleichfalls zu dem Resultat, dass die Polarlichter und die Sonnenflecken zugleich die Maxima und Minima ihrer Häufigkeit und Intensität erreichen (also wie die magnetischen Störungen, die mit ihnen zusammenhängen). In unserem Jahrhundert waren folgende die Jahre der Maxima und Minima der Sonnenflecken (nach Wolf) und der Nordlichter (nach Fritz).

			Maxima:				
Sonnenflecken	1804	1816	1830	1837	1849	1860	1871
Nordlichter	1805	1818	1830	1840	1850	1861	1871
			Minima:				
Sonnenflecken	1811	1823	1834	1844	1856	1867	1878
Nordlichter	1811	1822	1834	1844	1856	1866	1878

*) Balfour Stewart hat eine Tabelle der mittleren jährlichen Schwankung der Magnetnadel für die Jahresreihe 1784 bis 1876 zusammengestellt und auf Prag reduciert. Dieselbe ist interessant genug um ihr an dieser Stelle wenigstens die Extreme und die Jahre in denen dieselben eingetroffen sind, zu entnehmen.

Maxima der täglichen Variation der Deklination:

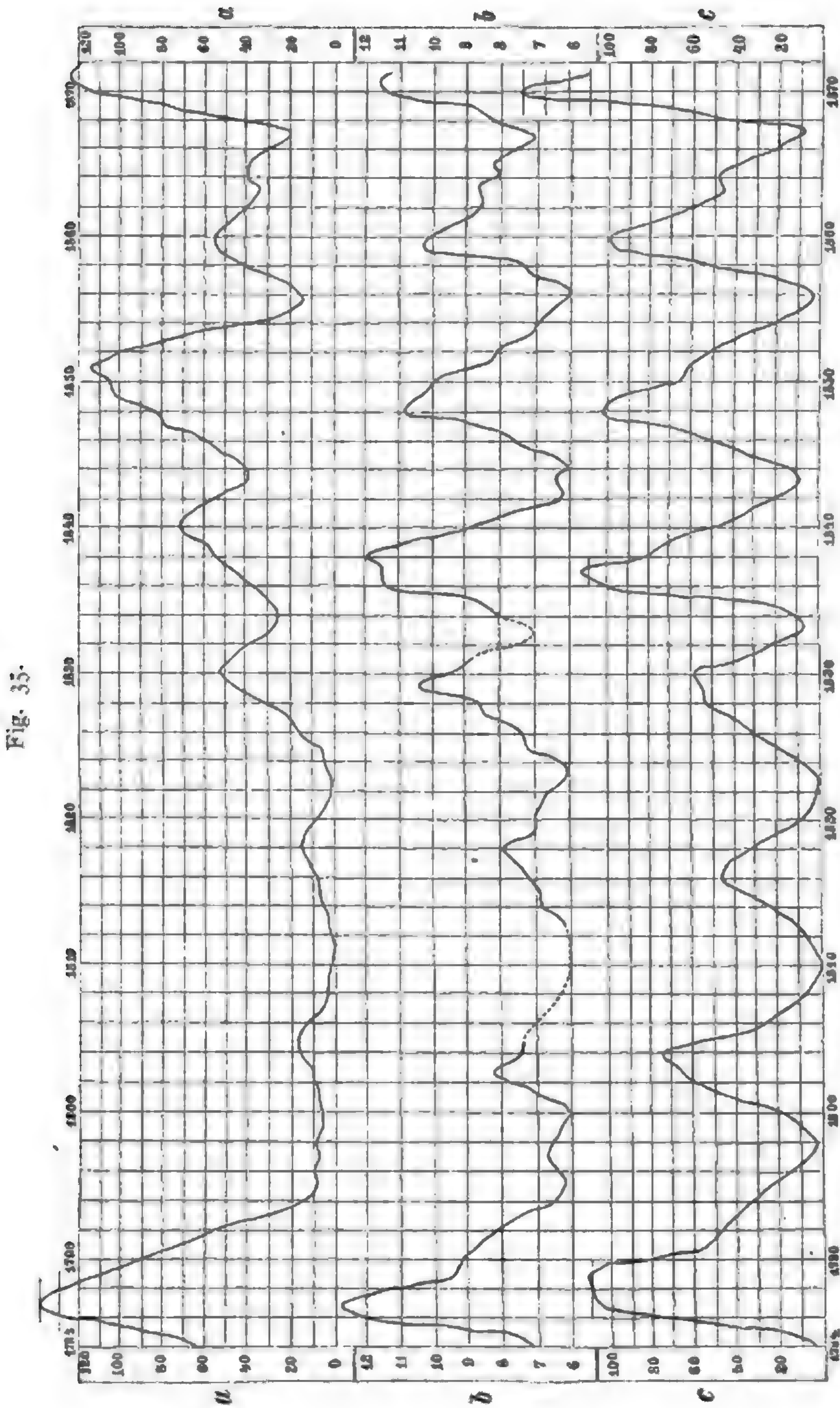
12.9′	(7.1′)	8.4′	8.0′	10.6′	11.7′	10.6′	10.6′	11.4′	8.3′	9.6′
1787	(1797)	1806	1817	1829	1838	1848	1859	1871	1883	1893

Minima der täglichen Variation:

(6.8)′	6.1′	6.0′	6.0′	6.3′	6.3′	6.5′	6.9′	5.5′	6.0′	—
(1795)	1800	1813	1823	1832	1844	1856	1867	1878	1889	—

Der Gang der Zahlen ist zu Ende des vorigen Jahrhunderts ziemlich unregelmäßig; im Mittel ergibt sich eine $10\frac{1}{2}$jährige Periode. Die Deklinations-Amplitude harmoniert wenigstens in diesem Jahrhundert sehr gut mit den Wolf'schen Relativzahlen der Sonnenflecken.

Fig. 35.



Perioden der Nordlichter *a*, der Größe der täglichen Variation der Deklination *b* und der Sonnenfleckenhäufigkeit *c*.

Das Zusammenfallen der extremen Jahre für beiderlei Erscheinungen ist also sehr in die Augen fallend.

Merkwürdigerweise zeigen die Nordlichtbeobachtungen in Grönland das entgegengesetzte Verhalten. Die Nordlichter sind in Süd-Grönland am häufigsten zur Zeit der Minima der Sonnenflecken und am seltensten zur Zeit der Flecken-Maxima.*) Auch in der jährlichen Periode zeigt sich hier nur ein Maximum zur Zeit des Wintersolstitiums, wie schon Weyprecht dies für hohe Breiten feststellen zu können glaubte.

In Übereinstimmung damit ist auch die Amplitude der täglichen Variation der Magnetnadel in West-Grönland zur Zeit der Sonnenflecken-Minima am größten, umgekehrt wie in den niedrigeren Breiten.

Weyprecht hat die Ansicht entwickelt, dass die Zone der größten Nordlichtfrequenz eine jahreszeitliche Verschiebung erfährt, indem sie zu den Zeiten der Äquinoktien die südlichste Lage einnimmt, während des Wintersolstitiums dagegen die nördlichste Position inne hat, und dass daraus sich die doppelte Periode der Nordlichtfrequenz in den mittleren Breiten und die einfache in den höchsten Breiten erklären lasse.

Die Beobachtungen scheinen ferner anzudeuten, dass der Nordlichtgürtel auch in der täglichen Periode derart eine Verschiebung erleidet, dass er während der Nacht sich nach Nord bewegt. Daraus würde sich die tägliche Periodicität der Nordlicht-Erscheinungen erklären, und die Thatsache, dass die Nordlichter einige Stunden vor Mitternacht ihr Maximum erreichen.

Die elfjährige Periodicität der Nordlichter würde sich nach Tromholt in ähnlicher Weise dadurch erklären lassen, dass die Zone größter Nordlichtfrequenz während der Periode der Sonnenflecken-Minima die nördlichste Position einnimmt, so dass in den mittleren Breiten dann die Nordlichter seltener und unscheinbarer werden, während sie in den höchsten Breiten dann ein Maximum erreichen. Während des Maximums der Sonnenflecken dagegen erreicht der Nordlichtgürtel seine südlichste Position, welche einem Maximum der Nordlichtfrequenz in den mittleren Breiten, dagegen einem Minimum in den Circumpolargegenden entspricht.

Paulsen, der Leiter der dänischen internationalen magn. met. Station zu Godthaab 1882/83, ist aber zu einer anderen Ansicht gekommen. Er bestreitet entschieden eine Verschiebung des Gürtels größter Nordlichtfrequenz, und meint, die Erklärung der geringen Häufigkeit der Nordlichter zur Zeit der Flecken-Maxima in Grönland sei darin begründet, dass eine stärkere Nordlichtthätigkeit in der gemäßigten Zone, die Nordlichtthätigkeit in höheren Breiten schwächt.

Sehr wesentlich dürfte aber der Unterschied in diesen Anschauungen doch nicht sein. Die früher erwähnte Untersuchung von Wild über die

*) Während des glänzenden Nord- und Südlichtes vom 4. Februar 1872, welches wie früher bemerkt bis über die Wendekreise hinaus gesehen wurde, notierte der Beobachter zu Godthaab die vollkommene Abwesenheit einer Nordlichterscheinung.

Natur der magnetischen Störungen steht insoferne in einer bemerkenswerten Übereinstimmung mit diesen Ansichten über die Ursachen der Nordlichtperioden, als sie gleichfalls mehr für eine Verschiebung der Aktionsherde als für eine vermehrte magnetische Aktion der Erde überhaupt zu sprechen scheint.

Wir sehen also, dass, sobald auf der Sonnenoberfläche eine größere Aktivität beginnt, welche durch Fleckenbildung und Gaseruptionen (Protuberanzen) bezeichnet ist, gleichzeitig auf unserer Erde die Magnete unruhig werden, ihre tägliche regelmäßige Oscillation sich vergrößert und auch die magnetischen Stürme häufiger und intensiver werden. Zugleich gewinnt die Lichtentwicklung in der Erdatmosphäre an Intensität und zur Zeit der größten Aktivität auf der Sonne umhüllen zuweilen die Nordlichtstrahlen einen großen Teil der Erde bis über die Wendekreise hinaus. Nachdem man derart erkannt hatte, wie direkt die Beziehungen zwischen der Sonne und den Variationen der magnetischen Kraft auf der Erdoberfläche sind, konnte man auf den Gedanken kommen, dass auch die Rotation der Sonne um ihre Achse in den Variationen des Erdmagnetismus sich widerspiegeln könnte, wenn in irgend einer Art ein Teil der Sonne mit einer gewissen Konstanz eine größere magnetische Wirkung auf die Erde ausübt als die übrigen Teile. In der That fanden Broun (in der horizontalen Intensität) und Hornstein (zu Prag in der täglichen Schwankung der Deklination) eine 26tägige Periode in den Variationen des Erdmagnetismus. Diese 26tägige Periode fand sich später in den Variationen und Störungen aller magnetischen Elemente; sie ist, wie Liznar gezeigt hat, namentlich sehr stark und regelmäßig an den Polarstationen ausgeprägt, wo die Amplitude bei der Deklination ½—1° erreicht (in Wien nur 0.4′, in Petersburg 1.5′). Hornstein und Müller fanden eine Periode von 25.98 Tagen, Liznar 25.96. Dies ist der wahrscheinlichste Wert der synodischen Umlaufzeit der Sonne. Die wahre Rotationszeit ergibt sich daraus zu 25.2 Tagen. Dieser Wert stimmt sehr gut überein mit den auf direkten Wegen abgeleiteten Werten der Rotationszeit der Sonne. Liznar hat ferner gezeigt, dass auch die Häufigkeit der Nordlichter zu Bossekop, Jan Mayen und Fort Rae (63° N, großer Sclaven-See, N.-Am.) einer sehr schön ausgeprägten, circa 26 tägigen Periode (26.4 Tage) folgt. Es ist gewiss sehr überraschend, dass man aus dem Gange der Magnetnadel und der Frequenz der Nordlichter auf die Rotationsdauer der Sonne schließen kann.

Auf welche Weise diese wunderbare Korrespondenz zwischen der Sonne und den irdischen Magneten stattfindet, darüber liegt noch ein Schleier, der um so dichter geworden ist, je genauer wir die kosmischen Beziehungen des Erdmagnetismus kennen gelernt haben. Die Wärme- und Lichtstrahlen der Sonne können diese Korrespondenz nicht besorgen, wie wir eingangs erwähnt haben. Aber eine gewöhnliche magnetische Induktionswirkung, die anzunehmen sehr nahe liegt, kann sie, nach unseren jetzigen Kenntnissen, auch nicht sein. Zwar ist es sehr wahrscheinlich,

dass die Sonne und der Mond als Magnete zu betrachten sind wie die Erde. Aber die Rechnung ergibt, wie Lloyd und Stoney (in letzter Zeit auch Wild) gezeigt haben, dass die magnetische Wirkung der Sonne wie des Mondes auf die Erde viel zu groß ist, um auf eine Induktionswirkung zurückgeführt werden zu können, selbst wenn man die größtmöglichen Annahmen für die Intensität ihres Magnetismus macht. Wenn man dem Mond (der uns doch relativ so nahe ist) einen gleich starken Magnetismus gibt, wie ihn die Erde hat, so könnte die größte Wirkung auf die Deklinationsnadel doch nur 0.1 Sekunde sein (Stoney). Auch der Charakter der täglichen Perioden ist mit einer solchen Induktions-Wirkung unverträglich.

So müssen wir mit gespanntem Interesse der künftigen Enthüllung der wahren Natur dieser Beziehungen entgegensehen. Unter allen Arten von Erscheinungen, die wir auf unserer Erde beobachten können, zeigt sich keine einzige so empfindlich gegen die Ereignisse in unserem Sonnensystem, wie der Magnetismus der Erde. Er scheint das Band zu sein, das unsere Erde am engsten mit andern Himmelskörpern verknüpft.

II. Abschnitt.

Die luftförmige Umhüllung des Erdkörpers.

Die Atmosphäre.

Der Erdball ist von einer Gashülle, Atmosphäre, umgeben, welche bis zu einer unbekannten Höhe reicht. Auch die Atmosphäre ist ein Sphäroid und ihre äußere Grenze entfernt sich am Äquator weiter von der festen Erdoberfläche als an den Polen. Ihre äußerste Grenze müsste die noch der Erde angehörige Gashülle jedenfalls dort finden, wo die Fliehkraft größer wird als die Schwerkraft, was nach Laplace in der Entfernung von 6.6 Erdhalbmessern (am Äquator) der Fall ist. Die Erscheinungen der Morgen- und Abenddämmerung gestatten annähernd die Höhe jener Luftschichten zu ermitteln, deren lichtreflektierende Kraft eben noch groß genug ist, um deren Beleuchtung durch die ersten oder letzten Strahlen der Sonne auch auf der schon im Schatten liegenden Erdoberfläche noch wahrnehmbar erscheinen zu lassen. Da das völlige Ende der Dämmerung dann eintritt, wenn die Sonne ungefähr 16 Grad unter den Horizont hinabgesunken ist, so kann man daraus schließen, dass jene letzten Lichtreflexe aus einer Atmosphärenhöhe von circa 63 Kilometer kommen. Natürlich hat diese Bestimmung der Höhe der Atmosphäre nur eine relative Bedeutung. In neuerer Zeit ist man auf leuchtende Wolken aufmerksam geworden, die sich in den Sommermonaten der nördlichen wie der südlichen Hemisphäre vom dunklen Nachthimmel abheben. Jesse hat die Höhe derselben durch gleichzeitige photographische Aufnahme derselben an drei von einander um 40—70 Kilometer entfernten Punkten bestimmen können, er fand dieselbe zu 83 Kilometer. Das erste Aufleuchten der Sternschnuppen erfolgt durchschnittlich in Höhen von 100—200 Kilometer, nach Heis in einzelnen Fällen schon in circa 300 Kilometer. Auch die Erscheinung des Nordlichtes soll (nach Flögel, Reimann und Ekama) auf Höhen von 2—300 Kilometer hinweisen; Tromholt gibt im Mittel, nach neueren Messungen, 113 Kilometer als mittlere Höhe der großen Nordlichter. Boeddicker hat bei einer Mondfinsternis (vom 28. Januar 1888) die interessante Beobachtung gemacht, dass die Abnahme der Wärmestrahlung des Mondes mindestens schon 3 Minuten vor dem Eintritt des eigentlichen Erdschattens stattfand, eine

Wirkung des Schattens der Gashülle der Erde, die hiernach mindestens 300 Kilometer Höhe haben müsste. So weisen alle Wahrnehmungen darauf hin, dass die atmosphärische Hülle der Erde noch in 300 Kilometer Entfernung von der Erdoberfläche ihre Anwesenheit verrät. Die Verdünnung derselben in so großen Höhen muss allerdings schon einen Grad erreicht haben, von dem man sich schwer eine Vorstellung machen kann. Setzen wir den Luftdruck an der Erdoberfläche gleich 760 Millimeter, so findet man für: 10 *km* 217 *mm*, für 20 *km* 51 *mm*, 30 *km* 9 *mm*, 40 *km* wenig über 1 *mm*, für 50 *km* bloß $0._1$ *mm* und für 100 *km* nurmehr 1 Tausendstel Millimeter Luftdruck. Die atmosphärischen Erscheinungen, die uns in diesem Abschnitte beschäftigen werden, finden aber in relativ geringen Höhen statt; vielleicht darf man 15—20 Kilometer als die äußerste Höhe jener atmosphärischen Vorgänge erachten, die mitunter an der Erdoberfläche noch unmittelbar zur Wahrnehmung gelangen, von den optischen Phänomenen abgesehen.

Die Atmosphäre ist ein Gemenge von 79 Volumteilen (77 Gewichtsteilen) Stickstoff und 21 Teilen (23 nach dem Gewicht) Sauerstoff, ein Verhältnis, das mit großer Beständigkeit an allen Orten, in allen erreichbaren Höhen sich nahezu gleich bleibt. Diesen Hauptbestandteilen der atmosphärischen Luft sind noch in freilich verhältnismäßig geringen Mengen Wasserdampf und Kohlensäure beigemischt. Der Wasserdampfgehalt, der eine so wichtige Rolle bei den meteorologischen Prozessen spielt, erreicht am Äquator ungefähr 3 Volum-Prozente, in unserem Klimagürtel nur mehr 1 Volum-Prozent.*) Da aber der Wasserdampf kein permanentes Gas ist, und durch Abkühlung wieder zu tropfbarem Wasser verdichtet wird, so ist seine Verteilung in der Atmosphäre sehr ungleichmäßig und seine Mengen zu verschiedenen Zeiten auch an demselben Orte ungemein wechselnd. Der Kohlensäure-Gehalt der Atmosphäre beträgt ungefähr 3 Volumteile in 10000 Volumteilen Luft. Das Gesamtgewicht der Atmosphäre hat man zu etwas mehr als 5 Trillionen

*) Mit Rücksicht auf den Wasserdampf und Kohlensäure-Gehalt stellt sich die mittlere procentische Zusammensetzung der Atmosphäre zu Wien etwa so dar: Stickstoff $78._{24}$, Sauerstoff $20._{80}$, Wasserdampf $0._{93}$, Kohlensäure $0._{03}$.

Neben Stickstoff, Sauerstoff, Wasserdampf und Kohlensäure enthält die Atmosphäre auch noch Spuren salpetriger Säuren (im Regenwasser namentlich der Gewitterregen reichlicher) und Ozon, einem allotropen Zustande des Sauerstoffs (3 Atome *O* im Molekül, statt 2 und deshalb 1 ½ mal dichter), in welchem derselbe sehr stark oxydierend wirkt. In 100 Kubikmeter Luft sind im Mittel etwa 1.15 Milligramm Ozon enthalten, nach Gewittern dagegen 2—3 Milligramm. In neuester Zeit wurde der englische Physiker Lord Raleigh darauf aufmerksam, dass der atmosphärische Stickstoff stets ein größeres specifisches Gewicht hat, als der chemisch rein erzeugte *N*. Er fand endlich, dass die Ursache ein bisher unbekanntes Gas sei, von großem specifischen Gewichte, von dem der atmosphärische Stickstoff etwa 1 Prozent enthält. Dasselbe, Argon genannt, ist äußerst inaktiv (daher der Name) und verbindet sich mit keinem anderen Körper. Die Dichten der drei genannten atmosphärischen Gase sind: Gewicht eines Kubikm. *N* chemischrein = $1._{251}$, atmosphärisches *N* $1._{257}$; *O* = $1._{429}$, Argon = $1._{786}$ *kg*. Der Stickstoff wird bei — 194° C. flüssig, Argon bei — 187, sie bilden eine farblose Flüssigkeit, der Sauerstoff bei — 183° und erscheint als blaue Flüssigkeit, die Dichten derselben sind $0._9$, $1._5$ und $1._1$.

(5×10^{18}) Kilogramm berechnet, das ist weniger als ein Milliontel der Erdmasse, $1:(12 \times 10^5)$.

Die ungleiche Verteilung der Wärme in den unteren Luftschichten an verschiedenen Orten und zu verschiedenen Zeiten, das hierdurch gestörte Gleichgewicht der Atmosphäre, das sich durch die ungleichen Barometerstände am Niveau des Meeres ausspricht, und durch die Luftströmungen eine Wiederherstellung sucht, endlich die verschiedene Verteilung des Wasserdampfes, seine Ausscheidung aus der Atmosphäre als Wolke, Regen und Schnee: das sind die Haupterscheinungen, deren gesetzmäßigen Zusammenhang darzustellen Aufgabe der Meteorologie ist; deren durchschnittliches Zusammenwirken an einem bestimmten Orte wir mit dem Worte Klima bezeichnen.

Die Wärmeverteilung auf der Erdoberfläche ist es demnach, welche unser Interesse zunächst in Anspruch nimmt, als die erste Quelle aller Veränderungen in unserer Atmosphäre. Hätte die letztere überall die gleiche Temperatur, so würde vollkommene Ruhe der herrschende Zustand sein.

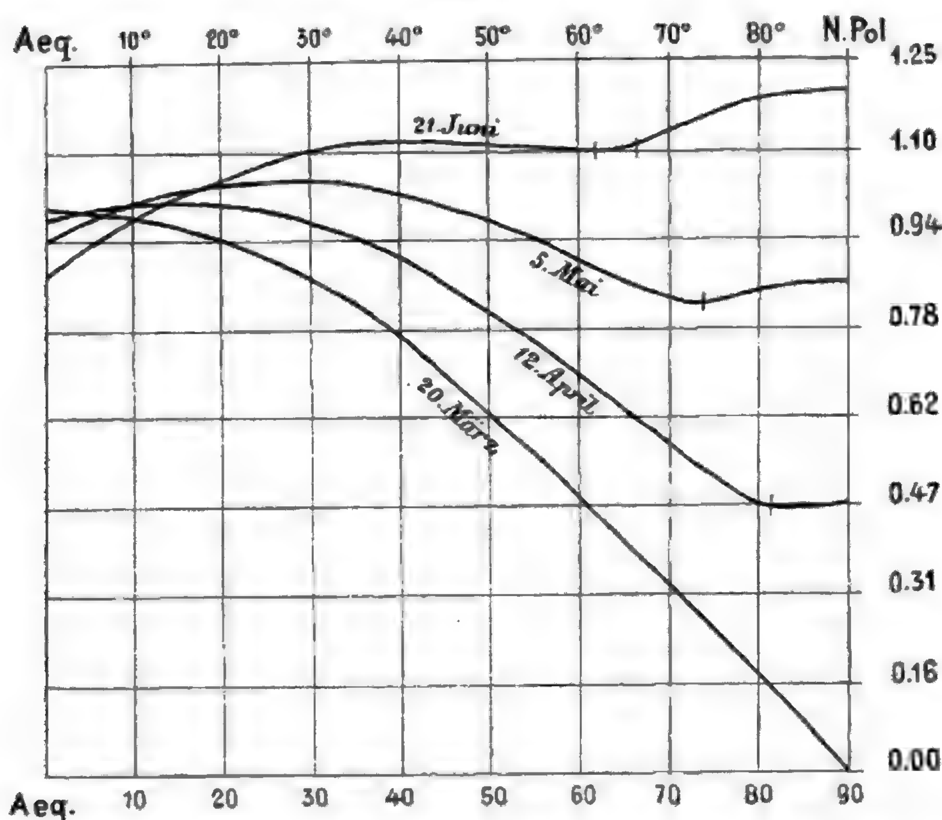
Die Wärmeverteilung auf der Erdoberfläche. Die Haupt-Quelle der Wärme für die Lufthülle der Erde ist die Sonne. Die Erdoberfläche selbst hat längst eine Temperatur angenommen, welche mit jener der Atmosphäre im Gleichgewicht steht; die Wärmemenge, welche uns der Mond zusendet, ist so gering, dass sie nur mit den schärfsten Hilfsmitteln der neueren Physik überhaupt noch nachweisbar ist, und dasselbe gilt in noch höherem Maße von der Wärmestrahlung einzelner Sterne. Die Temperatur des Raumes, gegen welchen die Erde Wärme ausstrahlt, ist unseren Messungen unzugänglich — man wird wenig fehlen, wenn man dieselbe gleich dem sog. absoluten Nullpunkt der Temperatur, d. i. zu 273° C. unter dem Gefrierpunkt annimmt.

Wir haben im ersten Abschnitt erläutert, von welchen Bedingungen die Wärmemenge abhängig ist, welche die Sonne einem Punkte der Erdoberfläche zustrahlt, es sind dies die Tageslänge und die Größe des Winkels, unter welchem die Sonnenstrahlen auffallen. Hierauf gründen sich die mathematischen Klimagürtel.

Die Größe der Wärmemengen, welche die verschiedenen Breitegrade der nördlichen Hemisphäre an bestimmten Tagen von der Sonne direkt ohne Dazwischentreten der Atmosphäre erhalten würden, macht die nachstehende Figur 36 ersichtlich. Die Wärmemenge, welche der Äquator während des 20. März von der Sonne empfängt, ist dabei als Einheit angenommen. Zur Zeit des Frühlingsäquinoktiums nimmt die Intensität der Sonnenstrahlen regelmäßig vom Äquator bis zum Pol ab (im Verhältnis des Cosinus der geographischen Breite) später aber, wie dies schon der 5. Mai zeigt, hat die Intensität der Bestrahlung zwei Maxima, eines in mittleren Breiten und ein zweites in der Umgebung des Poles. Dies rührt davon her, dass der niedrigere Sonnenstand in den höchsten Breiten durch den

24stündigen Tag mehr als bloß kompensiert wird. Am Pol selbst ist zur Zeit des Sommersolstitiums der tägliche Insolationsbetrag um $^1/_4$ größer, als der größte am Äquator und um 36 Procent größer als der gleichzeitig dem Äquator zukommende. Der Betrag der täglichen Sonnenstrahlung hat dann 2 Maxima, eines in der Gegend des 40. Breitegrades, und ein zweites, das größte, am Pol, ebenso 2 Minima, ein kleines in der Gegend des 60. Breitegrades im Norden und das zweite jenseits des südlichen Polarkreises, wo die Sonne gar nicht mehr aufgeht.

Fig. 36.



Verteilung der Sonnenstrahlung auf der nördlichen Halbkugel zu verschiedenen Zeiten des Jahres.

Die jährliche Summe der Sonnenstrahlung ist in folgender Weise auf die Breitenkreise verteilt. Als Einheit ist die Summe der Bestrahlung während eines mittleren Äquatorial-Monats angenommen.

Breite	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
Monate	12.0	11.8	11.3	10.6	9.5	8.2	6.8	5.7	5.2	5.0

Die jährliche Bestrahlungssumme nimmt anfangs vom Äquator gegen die höheren Breiten sehr langsam ab (die Wärme-Änderungen mit der Breite ist auch dem entsprechend sehr gering); die Abnahme erreicht zwischen dem 50. und 60. Breitengrad ein Maximum, um dann wieder kleiner zu werden. Der Pol empfängt immer noch $^5/_{12}$ der Wärmemenge des Äquators.

Diese theoretischen Wärmemengen, welche den verschiedenen Breitekreisen täglich und jährlich an der oberen Grenze der Atmosphäre zukommen, lassen sich relativ leicht und präcis berechnen, die wirkliche Wärmeverteilung aber, wie wir sie am Grunde des Luftmeeres, an der Erdoberfläche, antreffen, weicht außerordentlich von den berechneten Verhältnissen ab. Orte, die unter demselben Breitegrade liegen, erhalten von der Sonne dieselben Wärmequantitäten — und doch hat Hamburg unter 53.6° n. Br. eine mittlere Jahrestemperatur von + 8.2° C., Barnaul in Westsibirien unter 53.3° n. Br. + 0.4° C., Nikolajewsk am Amur noch etwas südlicher unter 53.1° n. Br. sogar — 2.5° C. Es müssen also störende Ursachen im hohen Grade wirksam sein, welche die nach den Parallelgraden gleichmäßig verteilte Sonnenwärme verhindern, überall auch die Luft in gleichem Maße zu erwärmen.

Zunächst ist zu beachten, dass die Atmosphäre die durch sie hindurch gehenden Sonnenstrahlen zum Teil aufhält und nicht vollständig bis zur Erdoberfläche gelangen lässt. Pouillet war der erste, der die zur Erde gelangende Sonnenwärme in absolutem Maße zu messen versucht hat. In neuerer Zeit haben Crova und Violle in Frankreich, dann namentlich Langley in Nordamerika diese Messungen wieder aufgenommen. Aus letzteren geht hervor, dass die Sonne an der Grenze der Atmosphäre der Fläche eines Quadratcentimeters in der Minute mindestens 3 Wärmeeinheiten zusendet. Diese Wärmemenge wäre hinreichend, um im Laufe eines Jahres eine um die ganze Erde gelegte Eisschichte von 54 Meter Dicke zu schmelzen. Die Beobachtungen von Langley ergaben (übereinstimmend mit der Theorie), dass die kurzwelligen, stark brechbaren Strahlen von der Atmosphäre weniger durchgelassen werden als die langwelligen weniger brechbaren Strahlen, d. h. die blauen und violetten (sogenannten chemischen oder aktinischen Strahlen) werden bei ihrem Durchgange durch die Atmosphäre viel stärker geschwächt, als die leuchtenden Strahlen im Gelb und Rot und jene Wärmestrahlung, die noch jenseits des Rot liegt. Darum erscheint die Sonne beim Untergange rot und ist rot die Farbe der Abendwolken. Je dicker die atmosphärischen Schichten sind, durch welche die Sonnenstrahlung hindurchgehen muss, desto weniger gelangt von letzterer an die Erdoberfläche.*)

---

*) Die Messungen Langleys ergeben, dass, wenn die Sonne im Zenith steht, ihre Strahlen also den kürzesten Weg durch die Atmosphäre zurücklegen, bei ganz heiterem Himmel von den violetten Strahlen circa 40 Procent durchgehen, von den gelben am meisten leuchtenden Strahlen 64 Procent, von den (mittleren) roten Strahlen etwa 71 Procent. Der sogenannte «Transmissions»-Koëfficient für Violett ist demnach 0.4, für Gelb 0.64, für mittleres Rot 0.71. Nennen wir denselben q und bezeichnen wir mit J die Intensität der betreffenden Strahlengattung an der Grenze der Atmosphäre, mit J' jene an der Erdoberfläche, mit z die Zenithdistanz der Sonne, so gilt die Gleichung $J' = Jq^{\sec z}$.

Die Beobachtungen ergeben, dass in allen Breiten eine der Sonne senkrecht gegenübergestellte Fläche selbst an ganz heiteren Tagen kaum die Hälfte der zugestrahlten Sonnenwärme erhält, wobei allerdings die erhebliche Wärmestrahlung der Atmosphäre selbst nicht berücksichtigt ist.

Die Atmosphäre hat aber ferner die Eigenschaft (und es ist namentlich ihr Gehalt an Wasserdampf und Kohlensäure, der dabei wirksam ist), dass sie ganze breite Strahlengruppen im dunklen, aber noch wärmenden Teile des Spektrums vollständig absorbiert, also nicht mehr durchlässt, sondern in Wärmeschwingungen umsetzt. Da die Strahlung der erwärmten Erdoberfläche diesem Teile des Spektrums angehört (eine dunkle Wärmestrahlung ist), so tritt diese Eigenschaft der Atmosphäre bei der Wärmeausstrahlung der Erde besonders in Wirksamkeit und verhindert deren stärkere Erkaltung. Die sogenannte selektive «auswählende» Absorption der Erdatmosphäre spielt also eine große Rolle bei der Erwärmung unserer Atmosphäre; sie lässt die leuchtenden Strahlen wenig geschwächt herein, diese werden von der Erdoberfläche absorbiert, die sich dabei erwärmt, aber nun als Rückstrahlung vom erwärmten Erdboden nicht mehr hinausgelassen, d. h. zum großen Teile in der Atmosphäre absorbiert. So begünstigt die Atmosphäre eine Aufspeicherung von Wärme an der Erdoberfläche.

Durch die Absorption der Wärmestrahlung in der Atmosphäre wird das solare Klima an der Erdoberfläche extremer, weil im Winter infolge des tiefen Sonnenstandes viel mehr Wärme absorbiert wird als im Sommer, und dies gilt namentlich für höhere Breiten. Angot hat unter der Annahme, dass bei senkrecht einfallender Sonnenstrahlung 70% derselben durchgelassen werden, folgende relative Werte für die Summe der Sonnenstrahlung an einem ganz heiteren Tag gefunden:

Äquator. Maximum am Frühlingsäquinoktium an der Grenze der Atmosphäre 1010, an der Erdoberfläche 617; Minimum am 21. Juni theoretisch 888, an der Erdoberfläche 517.

50 Grad Nordbreite. Maximum 21. Juni theoretisch 1112, an der Erdoberfläche 663, Minimum 21. December theoretisch 198, auf der Erde nur 41. Hier sieht man die außerordentliche Schwächung der Strahlung durch die Absorption in einer dicken atmosphärischen Schichte bei tiefstem Sonnenstande. An der Grenze der Atmosphäre verhält sich Maximum : Minimum wie 5.6 zu 1, auf der Erdoberfläche aber wie 15.4 zu 1. Die Extreme der Bestrahlung werden also durch die atmosphärische Absorption vergrößert.

Am Nordpol ist das Maximum am 21. Juni 1192, an der Erdoberfläche nur 497, also doch erheblich kleiner wie unter 50 Grad und wie am Äquator.

In Wirklichkeit vermindert aber die Atmosphäre den Wärmeunterschied zwischen Winter und Sommer infolge ihres großen Einflusses auf die Verminderung der Wärmeausstrahlung. Die obigen Ergebnisse beziehen sich ja bloß auf die extremen Werte der Intensität der Sonnenstrahlung aber nicht auf die Lufttemperatur.

In Folge der großen Absorption in den unteren dichten und trüben Schichten der Atmosphäre ist in den ersten Morgen- und den letzten Abendstunden die Wirkung der Sonnenstrahlen sehr gering, und hinwieder

ihr Effekt auf hohen Bergen größer als in der Ebene. Die niedrig stehende Wintersonne sowie die Polarsonne überhaupt vermag ebenen Boden nur wenig zu erwärmen. Die Atmosphäre enthält zudem beständig auch Wasserdampf, der besonders durch die Trübung, die er in der Atmosphäre erzeugt, die Sonnenstrahlen wie ein Schirm von der Erdoberfläche abhält. Orte, welche eine sehr feuchte Luft und fast beständig getrübten Himmel haben, werden also nur eine viel geringere Wärmemenge von der Sonne erhalten können, als Orte, die sich fast beständig eines heiteren Himmels erfreuen. Dafür wird allerdings und zwar in noch höherem Maße in den höheren Breiten auch der Wärmeverlust durch Ausstrahlung vermindert.

Die große Durchgängigkeit der trockenen Luft für die Sonnenstrahlen ist der Grund, weshalb ihr dieselben direkt nur wenig Wärme mitteilen können. Nur die von einem Medium absorbierten Wärmestrahlen sind es, die dessen Temperatur erhöhen, die durchgelassenen Strahlen bleiben wirkungslos. Die Wärme, welche die Luft an der Erdoberfläche und in den unteren Schichten besitzt, ist darum nur zum kleineren Teile die Folge einer direkten Erwärmung durch die Sonnenstrahlen, der größere Teil stammt vielmehr von dem Erdboden her, der die Sonnenstrahlen fast ganz absorbiert, sich rasch dadurch erwärmt und dann seine Wärme der auflagernden Luftschichte mitteilt. Die Atmosphäre wird also zumeist von unten erwärmt und die Temperatur muss schon deshalb mit der Höhe abnehmen. Die Wärmeausstrahlung auf den Bergen ist größer als in der Niederung.*) Die Luft auf Bergen muss kälter sein, als in der Niederung, obgleich die Sonnenstrahlen dort oben, sobald sie auf einen sie absorbierenden Körper auffallen, viel wirksamer sind als in der Tiefe.

Eine weitere Konsequenz dieses physikalischen Verhältnisses wird ferner darin bestehen, dass die Wärme der Atmosphäre abhängig ist von der Beschaffenheit des Grundes, auf dem sie ruht. Der trockene feste Boden erwärmt sich rasch unter der Einwirkung der Sonne, Wasser viel langsamer, denn es gehört eine circa zweimal so große Wärmemenge dazu, um das gleiche Volumen Wasser auf dieselbe Temperatur zu bringen wie die trockenen Bodenbestandteile, und die Strahlung dringt zudem in die Wasserschichten viel tiefer ein, als in den festen Boden. Dazu kommt auch noch, dass mit der steigenden Temperatur die Verdunstung an der Wasseroberfläche zunimmt, zur Verdunstung wird aber eine große Wärmemenge verbraucht, welche daher dem Wasser entgeht. Demzufolge muss sich die Luft über dem Lande viel rascher erwärmen, als über Wasserflächen, und auf einem Breitegrad, der zum Teil vom Festland, zum andern Teile vom Meere eingenommen wird, dürfen wir nun nicht mehr dieselbe Luftwärme voraussetzen.

Die Wärme, welche die Erdoberfläche und die Atmosphäre von der Sonne erhalten, wird aber nicht fortwährend in derselben angesammelt,

---

*) Sie betrug z. B. in Wärmeeinheiten in einer heiteren Nacht zu Zürich $0{,}13$ Kalorien pro cm^2 und Minute, auf den Sonnblick dagegen $0{,}20$.

weil der erwärmte Boden und die Atmosphäre beständig wieder Wärme in den kalten Weltraum ausstrahlen. Der Wärmezustand der Atmosphäre ist jederzeit nur die Differenz zwischen dem Wärmezuwachs durch die Sonnenstrahlung und dem Verluste infolge der Ausstrahlung. Bei Tage überwiegt die Wärmezunahme durch Insolation, die Temperatur steigt mit der höher steigenden Sonne, bis um die Nachmittagsstunden die wieder sinkende Sonne endlich weniger Wärme spendet, als durch Strahlung verloren geht. Von diesem Moment an sinkt die Temperatur wieder, und bei Nacht dauert der Wärmeverlust ohne einen Ersatz fort bis zum Sonnenaufgang, weshalb um diese Zeit die tiefste Temperatur eintritt. In derselben Weise überwiegt im Sommer bis über die Zeit des höchsten Sonnenstandes hinaus die Wärmezunahme, im Winter bis über das Solstitium hinaus der Wärmeverlust durch Ausstrahlung.

Dieser Wärmeverlust ist aber verschieden nach der Wärmedurchlässigkeit der Atmosphäre. Dieselbe ist über dem Lande, wo die Luft trocken und weniger getrübt ist, eine viel größere als über den Wasserflächen, wo die Luft sehr wasserdampfreich und zumeist getrübt ist. Die Lufthülle wirkt überhaupt im Sommer temperaturerniedrigend, im Winter temperaturerhöhend oder besser wärmebewahrend, sie gleicht den Unterschied der Jahreszeiten mehr oder weniger aus. Am größten ist diese Wirkung über Wasserflächen, am kleinsten über dem Festlande. Auch die Verschiedenheiten der Wärmeausstrahlung wirken also dahin, dass auf einem und demselben Breitegrade, obgleich ihm die Sonne in allen seinen Teilen dieselbe Wärmemenge zusendet, nicht dieselbe Luftwärme herrschen kann, wenn er teils große Meere, teils große Länderstrecken durchschneidet.

Über den Landflächen muss im Sommer die Erwärmung rasch vor sich gehen, langsam hingegen über den Wasserflächen und den angrenzenden Küsten. Aber in demselben Verhältnis geht im Winter die Erkaltung vor sich. Der feste Boden verliert seine Wärme rasch durch Wärmeausstrahlung, große Wassermengen hingegen erkalten an ihrer Oberfläche sehr langsam, und zwar aus zwei Ursachen, erstlich infolge ihrer großen specifischen Wärme, dann weil die erkalteten Schichten zu Boden sinken und wärmere dafür beständig zur Oberfläche emporsteigen. Dazu kommt noch die verschiedene Beschaffenheit der Atmosphäre, welche über großen Landflächen trocken und hell ist, über großen Wasserflächen stets feucht und trüb. Dieser Umstand wirkt in dem gleichen Sinne: temperaturerniedrigend im Sommer, wärmebewahrend im Winter über den Oceanen und Küstenländern; gerade umgekehrt aber ist die Wirkung auf den Landflächen. Dadurch entsteht ein schroffer Gegensatz zwischen den Wärmeverhältnissen der Inseln und Küsten und jenen im Innern der Festländer.

Wir haben vorhin die so verschiedene Jahreswärme von drei Orten nahe auf demselben Parallelgrade angeführt, Hamburg an der Westküste von Europa, Barnaul im Innern Asiens und Nikolajewsk an dessen Ost-

küste. Setzen wir noch die Temperaturen des Winters und Sommers an diesen Orten hieher, denn in ihnen liegt die Erklärung der ungleichen Jahreswärme und das beste Beispiel zur Erläuterung des oben Gesagten.

	Hamburg	Barnaul	Nikolajewsk
Winter	0.6°	−17.2°	−21.3°
Sommer	16.5	17.6	14.6

Im Winter sind die Küsten und Inseln warm, das Innere des Festlandes kalt, im Sommer nimmt aber die Wärme auf demselben Breitegrad in's Festland hinein zu. Aber diese Zunahme ist bei weitem nicht so groß, als die Wärmeabnahme im Winter. Die mittlere Temperatur des ganzen Jahres muss also auf dem Festlande niedriger sein, als an der Küste. Aber warum hat Nikolajewsk, das doch auch an der Küste liegt, einen so kalten Winter? Dies hat einen anderen Grund, den wir vorläufig erst im allgemeinen angeben können.

Ein weiteres einflussreiches Hindernis einer gleichmäßigen Verteilung der Wärme auf demselben Breitegrade ist die ruhelose Bewegung der Atmosphäre und des Meeres, welche durch die Temperaturunterschiede hervorgerufen, dieselben wieder auszugleichen fortwährend bestrebt ist. Der Wärmeunterschied der Ost- und Westküsten in der außertropischen Zone beruht auf ihrer verschiedenen Lage zu den Luft- und Meeresströmungen. Dadurch gestaltet sich aber nun die Temperaturverteilung auf der Erdoberfläche zu einem sehr verwickelten Phänomen, welches nur auf dem Wege vielfältiger und aller Orten angestellter Beobachtungen, d. h. Wärmemessungen der Luft, vollständig ermittelt und hierauf erklärt werden kann.

Da die Luft ihre Wärme zumeist von der erwärmten Boden- oder Meeresfläche erhält, so muss vorerst das Wesentlichste über die Erwärmung der Erdoberfläche selbst vorausgeschickt werden. Vermöge seiner großen specifischen Wärme und der beständigen Verdunstung an der Oberfläche erwärmt sich das Wasser nur langsam und im geringen Maße, die Meeresoberfläche hat selbst unter dem Äquator durchschnittlich nur 26—28 Grad C. und erreicht höchstens 30 Grad. Das feste Land erwärmt sich viel rascher und stärker. Der Sand der Sahara erhitzt sich über 70 Grad, Herschel beobachtete am Cap eine Bodentemperatur von 70 Grad und Schläfli in Bagdad bis zu 78 Grad C.

Die Wärme, welche der Erdboden an seiner Oberfläche empfangen hat, wird auch nach der Tiefe hin fortgeleitet, aber ziemlich langsam, so dass in ein Meter Tiefe kein Unterschied mehr zwischen Tag- und Nachttemperatur merkbar ist, und in etwa 30 Meter auch der Unterschied der Jahreszeiten aufhört. In dieser Tiefe ist die Temperatur konstant. In der tropischen Zone, wo der Unterschied zwischen der größten und kleinsten Insolation ein geringer ist, findet man die konstante Temperatur schon in circa 6 Meter Tiefe. Die mittlere Temperatur des Bodens ist höher als die mittlere Lufttemperatur, nur in den Äquatorialgegenden

kommt die invariable Temperatur in der Tiefe der Lufttemperatur ziemlich nahe. Als Beispiel der langsamen Fortpflanzung der Wärme in die Tiefe und der Abnahme des Unterschiedes der Jahreszeiten mögen die Bodentemperaturen in verschiedenen Tiefen, wie man sie zu Königsberg in Ostpreußen gefunden hat, hier folgen (nach E. Leyst):

Königsberg. Temperatur 1873—1886.

Tiefe in Meter	Temp. d. Luft	Temperatur des Bodens 0.03	0.3	0.6	1 1/4	2.5	5	7.5
Wärmst. Mon.	17.8 Juli	18.5 Juli	18.3 Juli	17.4 Juli	15.3 Aug.	12.9 Sept.	10.4 Oct.	9.3 Dec.
Kältest. Mon.	— 2.6 Jan.	— 1.0 Jan.	0.0 Febr.	0.6 Febr.	2.0 März	4.2 März	6.5 Mai	7.5 Juni
Differenz	20.4	19.5	18.3	16.8	13.3	8.7	3.9	1.8
Jahr	6.8	7.7	8.1	8.2	8.2	8.3	8.4	8.4

In 0.627 Meter (d. i. 2 Fuß) Tiefe war die tägliche Wärmeschwankung nur mehr 0.08, das tägliche Maximum trat um 1^h morgens ein, das Minimum um 2^h mittags.

Im nördlichen Sibirien und im arktischen Nordamerika findet man den Boden in einiger Tiefe beständig gefroren. Dieser Eisboden taut im Sommer nur zur Tiefe von etlichen Fuß auf. Dies genügt aber, um Nutzpflanzen zu bauen, wo die Luftwärme des Sommers zu ihrer Reife hinreicht.

Gräbt man noch tiefer in den Erdboden hinein, unter die Schichte mit unveränderlicher Temperatur, so beobachtet man wieder eine Zunahme der Wärme, selbst im Eisboden, der daher in größerer Tiefe auch wieder aufgetaut sein muss. Diese Beobachtung und die hohe Temperatur des Wassers artesischer Brunnen, das aus großen Tiefen stammt, hat zu dem Schluss genötigt, dass die Erde im Innern eine hohe Eigenwärme besitzen müsse. In den uns zugänglichen oberen Schichten der Erde ist die Wärmezunahme durchschnittlich circa 1 Grad pro 30 Meter Tiefe. Die Eigenwärme der Erde ist aber, wenigstens gegenwärtig, keine merkliche Wärmequelle mehr für deren Oberfläche, und die Lufttemperatur hängt nur von der Sonnenwärme ab. Aus den Beobachtungen der Bodentemperatur in Paris hat man berechnet, dass die aus dem Erdinnern der Oberfläche zuströmende Wärme nur genügen würde, eine Eisschichte von 7 Millimeter Dicke zu schmelzen, während die Sonnenwärme in Paris (allerdings an der oberen Grenze der Atmosphäre) eine Eisschichte von 46 Meter schmelzen könnte.

Unter «Temperatur der Luft» versteht man die Angabe eines Thermometers, welches frei in der Luft, aber geschützt gegen die Sonnenstrahlen und Wärmereflexe, aufgehangen ist. Um die derart an verschiedenen Orten erhaltenen Temperaturbestimmungen vergleichen zu können, was eben das wichtigste Erfordernis ist, müssen die Beobachtungen planmäßig angestellt, und um die Masse der Zahlen leicht zu übersehen, müssen sie in passende Gruppen vereinigt werden. Notiert man den ganzen Tag hindurch, Stunde für Stunde, den Stand des Thermometers und nimmt das arithmetische Mittel der so erhaltenen 24 Daten, so nennt man dies

das wahre Temperaturmittel des betreffenden Tages. Aus der Summe der Mittel der einzelnen Monatstage dividiert durch ihre Zahl, entsteht dann das Monatsmittel, und aus dem Mittel der Monatstemperaturen das Jahresmittel der Wärme. So erhält man gleichwertige Wärmemaße verschiedener Orte und durch sie das Material zum Studium der Wärmeverteilung auf unserem Erdkörper. Wären aber bloß die aus vierundzwanzigstündigen Aufzeichnungen erhaltenen Tagesmittel verschiedener Orte vergleichbar, dann stünde es freilich um unsere Kenntnis der Luft-Temperatur auf der Erdoberfläche noch ziemlich schlimm. Die an vielen Orten in der bezeichneten Weise vorgenommenen Notierungen haben aber ergeben, dass auch eine passende Kombination von 2-, 3-, 4- etc. maligen Aufzeichnungen im Laufe eines Tages ein Mittel gibt, welches dem Mittel aus 24 Stunden hinreichend nahe kommt. Solche günstige Beobachtungszeiten sind: 6^h morgens, 2^h nachmittags, 10^h abends und 7^h morgens, 2^h nachmittags, 9^h abends,*) oder 7^h, 1^h, 9^h (oder 10^h). Ferner Beobachtungen von 6 zu 6 Stunden, z. B. 4^h, 10^h abends, 4^h, 10^h morgens, oder von 3 zu 3, von 2 zu 2 Stunden. Auch das Monat-Mittel aus den täglichen höchsten und tiefsten Ständen des Thermometers (erhalten durch ein Maximum- und Minimum-Thermometer) kommt dem wahren Mittel nahe, es ist durchschnittlich nur um 0.3 bis 0.4 Grad zu hoch.

Wäre die Sonne die unmittelbare Ursache der im Laufe eines Tages und eines Jahres beobachteten Wärmeänderungen, so müsste jeder bestimmten Stunde und jedem bestimmten Tage Jahr für Jahr dieselbe Wärme zukommen, und bloß ein Jahr hindurch fortgesetzte Beobachtungen wären hinreichend, den täglichen und jährlichen Gang der Wärme für einen Ort festzustellen. In der That aber ist die Temperatur derselben Stunde und desselben Tages von Jahr zu Jahr in unserem gemäßigten Klima und noch mehr in der kalten Zone eine sehr verschiedene. So hatte z. B. der 1. Jänner des Jahres 1849 in Wien eine mittlere Temperatur von — 14° C., der 1. Jänner 1860 die Temperatur + 11° und in den 100 Jahren 1775—1874 betrug die Differenz des kältesten Jännertages (— 20° C. 1850, 22.) von dem wärmsten (+ 14.2 C. 1834, 25.) sogar 34° C. Demungeachtet bleiben diese Schwankungen innerhalb gewisser Grenzen, die sie nie überschreiten. Denn die bestehenden Wärmeverhältnisse hängen doch in erster Linie von dem jährlichen Laufe der Sonne und dann zunächst von der Verteilung von Land und Wasser ab und diese bleiben Jahr für Jahr dieselben. Es muss also für jeden Ort trotz aller Schwankungen ein bestimmtes Maß der Wärme für jeden Tag des Jahres geben, und zwar muss dieses hauptsächlich von dem täglichen und jährlichen Laufe der Sonne sich abhängig zeigen. Den gesetzmäßigen Wärmegang oder den regelmäßigen, periodischen, suchen wir auf, indem wir durch viele Jahre hindurch die Beobachtungen fortsetzen und aus ihnen allen

*) Letztere liefern ein richtiges Tagesmittel, wenn die Beobachtung der Stunde 9 mit 2 multipliciert und die Summe $7 + 2 + 2 \times 9$ durch 4 dividiert wird.

dann den mittleren oder durchschnittlichen Wert der Temperatur für jeden Tag oder jeden Monat aufsuchen.

Dieser Mittelwert stellt die von den unregelmäßigen Schwankungen befreite normale Temperatur des Tages oder Monates vor und wir betrachten denselben als den Ausdruck des gesetzmäßigen Wärmeausmaßes eines Ortes und sehen die Abweichungen der einzelnen Beobachtungen davon als Störungen an, die man auch die unperiodischen Erscheinungen im Wärmegang nennt. Die Störungen oder Abweichungen vom Mittel sind in den Äquatorialgegenden sehr geringfügig; dort stellen wirklich schon einjährige Beobachtungen ziemlich genau die mittleren Wärmeverhältnisse eines Ortes dar. Aber je weiter wir uns vom Äquator entfernen, desto einflussreicher werden die Störungen und eine um so längere Beobachtungsdauer wird nötig.*) Die Ursachen dieser Abweichungen von den vieljährigen Mittelwerten aufzusuchen, kann aber erst unternommen werden, nachdem wir zuerst die normale Wärmevertheilung auf der Erdoberfläche und den normalen Verlauf der Wärmeänderungen an den einzelnen Orten mit Hilfe der Mittelwerte untersucht haben.

An jedem Orte haben wir zu beachten den regelmäßigen täglichen und jährlichen Wärmegang. Die tägliche Wärmeänderung ist begründet in der Änderung der Sonnenhöhe vom Morgen zum Mittag und wieder zum Abend und der dadurch bedingten erst wachsenden, dann wieder abnehmenden Erwärmung. Während der Nacht ist nur die Erkaltung durch Wärmeausstrahlung wirksam. Die tiefste Tagestemperatur tritt darum durchschnittlich kurz vor Sonnenaufgang ein, die Stunde des Eintrittes wechselt natürlich mit der nach den Jahreszeiten verschiedenen Stunde des Sonnenaufgangs; die höchste Wärme tritt nach Mittag ein, je länger der Tag, desto mehr verspätet sich der Eintritt des Maximums, während er im Winter dem Mittage am nächsten liegt. An den Meeresküsten, wo tagüber der Seewind bläst, fällt die höchste Tagestemperatur nahezu auf den Mittag. Als Beispiel möge der tägliche Wärmegang zu Wien dienen.

	Eintrittszeit des Wärme-Maximums	Eintrittszeit des Wärme-Minimums	Höchste Temperatur	Tiefste Temperatur	Unterschied
Jan.	2^h 5^m nachm.	6^h 11^m morg.	0.6	— 1.9	2.5°
April	3 8 „	4 52 „	13.6	5.9	7.7
Juli	3 35 „	4 20 „	24.3	16.4	7.9
Oct.	2 15 „	5 39 „	15.2	8.7	6.5

Der Unterschied zwischen der höchsten und niedrigsten Wärme im Tage, die tägliche Wärmeschwankung, ist im Winter am

*) Im Klima von Wien sind 40 Beobachtungsjahre nötig, um die Jahrestemperatur bis auf einen wahrscheinlichen Fehler von ± 0.1° sicher zu stellen; man muss 100 Jahre beobachten, um für die Mittel der Sommermonate dasselbe zu erreichen; für die Mittel der Wintermonate würde es aber 390 Beobachtungsjahre bedürfen, um den wahrscheinlichen Fehler auf 0.1° zu erniedrigen. Die wahrscheinlichen Fehler 20jähriger Monatsmittel sind für die Wintermonate ± 0.43°, für die Sommermonate ± 0.23°.

geringsten, in der wärmeren Jahreszeit am größten. Sie ist an trüben Tagen viel kleiner als an heiteren und ebenso in trüben Klimaten (Küstenklima) geringer als in heiteren (Festlandklima). Am größten ist sie in Wüsten und auf trockenen Hochebenen. Am Äquator, wo die Sonne in 6 Stunden bis zum Zenith steigt, und Tag und Nacht stets gleich lang sind, ist sie im allgemeinen größer als in den gemäßigten Breiten, wo die Sonne einen schiefen Bogen gegen den Horizont beschreibt, und mit dem höchsten Sonnenstande auch die kürzeste Nacht eintritt. Am kleinsten ist sie in den Polargegenden während der Dauer des 24stündigen Tages oder der 24stündigen Nacht. Auch auf hohen Bergen ist der Unterschied zwischen der höchsten und niedrigsten Tagestemperatur geringer als in der Ebene. Die letzten zwei Vertikal-Kolumnen der Tabelle auf S. 131 u. 132 geben zahlreiche Belege für die hier kurz ausgesprochenen Sätze.

Die jährliche Wärmeänderung ist bedingt durch den Unterschied der Tagesdauer und der Sonnenhöhe am Mittage in den extremen Jahreszeiten. Sie ist darum am größten in den Polargegenden, wo eine wochen- und monatelang währende Winternacht mit einer ebenso langen Tagesdauer wechselt, am kleinsten unter dem Äquator, wo die Änderungen im höchsten Sonnenstande bloß $23^1/_2$ Grad betragen und die Tageslänge das ganze Jahr hindurch gleich bleibt. In den Äquatorialgegenden ist deshalb die jährliche Änderung der Wärme häufig geringer als der Unterschied zwischen der Tages- und Nachttemperatur und man hat darum die Nacht den Winter der Tropen genannt. Der Wärmeunterschied zwischen Sommer und Winter wird aber ferner gemindert durch die Nähe des Meeres oder selbst großer Landseen, verschärft durch die Lage mitten in einem großen Festlande.

Der Eintritt der höchsten und der tiefsten jährlichen Temperatur erfolgt einige Zeit nach dem höchsten und tiefsten Sonnenstande; in den Polargegenden tritt die größte Kälte am Ende der Winternacht ein. Im Durchschnitt ist der wärmste Monat auf der nördlichen Halbkugel der Juli, auf der südlichen der Januar, in den Äquatorialgegenden etwa der April und October; die tiefste Monattemperatur hat auf der nördlichen Hemisphäre der Januar, auf der südlichen der Juli, am Äquator Juli und Januar. Im April und October tritt in den gemäßigten Breiten ziemlich überall nahezu die mittlere Temperatur des Jahres ein.

Die folgende Tabelle S. 128 enthält die wichtigsten Typen des jährlichen Wärmeganges auf der Erdoberfläche. Beigegeben finden sich überdies die höchsten und tiefsten Thermometerstände, wie sie durchschnittlich wenigstens einmal im Jahre an dem betreffenden Orte eintreten. Dieselben geben eine Vorstellung von der mittleren größten Jahresschwankung der Temperatur an den betreffenden Orten. In Adelaide in Südaustralien z. B. halten sich die äußersten Thermometerstände des Jahres durchschnittlich innerhalb der Grenzen 44.1 und 1.9, während derselben dreißig Jahre aber waren die äußersten Stände 47.0° und 0.1°.

Beispiele für den jährlichen Wärmegang unter verschiedenen Breiten beider Hemisphären im Land- und Seeklima.

Ort	Batavia	Allahabad	Adelaide	Algier	Funchal Madeira	Wien	Sonnblick	London	Anticosti Lorenz-Str.	Winnipeg	Thorshavn	Jakutsk	Lady Franklinbay
Breite	6° 11' S	25° 26'	34° 53' S	36° 48'	32° 38'	48° 13'	47° 3'	51° 28'	49° 24'	49° 53'	62° 2'	62° 1'	81° 44'
Höhe	7 m	94	—	22	25	202	3106	37	6	226	9	160	2
Januar	25.3*	15.8*	23.5*	12.1*	15.5	— 1.8*	— 13.9	3.4*	— 11.5*	— 20.5*	3.4	— 42.8*	— 39.0
Februar	25.4	18.5	23.4	12.6	15.2*	0.2	— 14.5	4.1	— 10.9	— 16.9	3.1	— 37.3	— 40.1*
März	25.8	25.7	21.4	13.9	15.5	3.7	— 12.4	5.5	— 7.4	— 11.4	3.0*	— 23.7	— 33.5
April	26.3	30.9	18.0	16.3	16.4	9.5	— 8.9	8.7	— 0.8	0.9	4.9	— 9.6	— 25.3
Mai	26.4	33.1	14.3	19.0	17.8	14.3	— 3.9	12.0	3.3	10.9	6.9	4.5	— 10.0
Juni	26.0	32.7	12.0	22.3	19.5	18.2	— 1.4	15.6	9.2	16.4	9.6	14.6	0.4
Juli	25.7*	29.2	10.9*	24.4	21.4	19.7	0.8	17.4	13.3	19.1	10.9	18.8	2.8
August	26.0	28.5	12.3	25.0	22.3	19.1	0.9	17.0	13.6	17.0	10.8	15.5	1.0
September	26.3	28.3	13.9	23.4	21.9	15.1	— 1.6	14.4	10.3	10.9	8.9	5.6	— 9.0
October	26.4	25.9	16.7	19.7	20.3	10.0	— 5.4	10.1	5.1	3.5	6.7	— 9.1	— 22.7
November	26.1	20.6	19.3	15.8	18.3	3.5	— 8.7	6.0	— 1.3	— 8.6	3.8	— 29.8	— 30.9
December	25.6	15.9	21.6	12.7	16.3	— 0.4	— 12.5	3.9	— 7.1	— 17.0	3.2	— 40.5	— 33.4
Jahr	25.9	25.4	17.3	18.1	18.4	9.3	— 6.9	9.8	1.3	0.4	6.3	— 11.2	— 20.0
Jahresschwankung	1.1	17.3	12.7	12.9	7.1	21.5	15.4	14.0	25.1	39.6	7.9	61.6	42.9
Mittlere Jahres-Extreme der Temperatur.													
Max.	32.9	46.7	44.1	38.9	29.3	33.1	9.9	31.3	21.6	33.9	18.4	33.0	10.6
Min.	20.5	4.4	1.9	2.7	9.3	— 14.0	— 30.5	— 8.1	— 25.9	— 40.3	— 8.9	— 54.8	— 50.6
Diff.	12.4	42.3	42.2	36.2	20.0	47.1	40.4	39.4	47.5	74.2	27.3	87.8	61.2

Batavia repräsentiert den jährlichen Wärmegang im äquatorialen Seeklima, zwei Minima zur Zeit der tiefsten Sonnenstände, zwei Maxima nach den höchsten Sonnenständen; die starke Verspätung des ersten Maximums bis Anfang Mai ist eine Folge der vorausgegangenen Regenzeit. Allahabad trockenes heißes Kontinentalklima, das Temperatur-Maximum tritt schon vor dem höchsten Sonnenstande ein, weil im Juni die Regenzeit einsetzt, ähnlich fast in ganz Indien, in Senegambien etc. Adelaide und Algier, subtropisches Küstenklima der südlichen und nördlichen Hemisphäre mit entgegengesetzten Jahreszeiten, der oceanische Einfluss zeigt sich namentlich in dem warmen Herbst. Noch auffallender finden wir dies in dem subtropischen Inselklima von Madeira (Funchal), der kälteste Monat ist der Februar, der wärmste der August, aber was noch bemerkenswerter, der September, ja selbst noch der October, ist wärmer als der Juni, und die Decembertemperatur kommt noch der des April gleich. Im Inselklima hoher Breiten Thorshavn (Faröer) kommt letzteres nicht mehr vor, weil der Unterschied in der Bestrahlung (direkten Sonnenwärme) zwischen Sommer und Herbst zu groß ist; aber das Minimum der Jahrestemperatur tritt noch später ein, zwischen Februar und März. Der Unterschied zwischen dem wärmsten und kältesten Monat beträgt in Funchal 7.1°, in Thorshavn 7.9°, dagegen in Adelaide und Algier 12.7° und 12.9°, in Allahabad (kontinental) 17.3°.

Der Temperaturgang von Wien mag den durchschnittlichen jährlichen Wärmegang der gemäßigten Zone repräsentieren; die extremen Monate sind Januar und Juli, April und October haben nahe gleiche Mitteltemperatur. Auf diese Zone passt zumeist die Einteilung in die gewöhnlichen Jahreszeiten. Der Winter nimmt den kältesten Monat in die Mitte und umfasst deshalb December-Februar, der Sommer aus gleichem Grunde Juni-August, Frühling und Herbst (März-Mai und September-November, auf der südlichen Halbkugel umgekehrt) haben nahe die mittlere Jahrestemperatur. Für die Tropen, wo die Regenzeit mit dem höchsten Sonnenstande (also im Sommer) eintritt, passt eine derartige Einteilung nicht, die Regenzeit bringt meist eine Abkühlung. Man unterscheidet daher entweder nur eine Trockenzeit und Regenzeit, oder wie in Indien, Senegambien etc., eine trockene kühle Zeit (den Winter), eine trockene heiße Zeit (dem Frühling entsprechend) und eine nasse warme Regenzeit. London, europäische Westküste, Anticosti, Insel an der Mündung des Lorenzstromes, Canada, amerikanische Ostküste, und Winnipeg (Manitoba), Inneres Nordamerika, liegen sehr nahe unter gleicher Breite und lassen daher erkennen, welchen Einfluss diese Lage auf den jährlichen Wärmegang und die jährliche Temperaturschwankung hat. London hat Küstenklima ohne Verspätung der extremen Temperaturen, aber der October ist viel wärmer als der April, der Herbst überhaupt warm. Anticosti, Ostküste eines Kontinentes, zeigt dies in noch höherem Maße, Maximum im August, der October noch viel wärmer als der Mai. Von dem eigentlichen Küsten- und Inselklima unterscheidet sich das Klima der Ostküsten

in höheren Breiten durch den sehr strengen Winter, von dem Kontinentalklima durch den kalten Sommer. Es hat also kalte Winter und kühle Sommer; im Winter herrscht Kontinentalklima bis an die Küsten, im Sommer Seeklima. Winnipeg repräsentiert den jährlichen Wärmegang im Kontinentalklima der gemäßigten Zone, mit sehr großer Jahresschwankung der Temperatur. Der Temperaturunterschied des wärmsten und kältesten Monates ist hier 39.6, auf Anticosti 25.1°, in London bloß 14.0°.

Thorshavn und Jakutsk liegen in gleicher Breite nahe dem Polarkreis und zeigen in der auffallendsten Weise den ungeheuren Unterschied zwischen den Temperatur-Verhältnissen im extrem oceanischen und extrem kontinentalen Klima; die Januartemperatur von Thorshavn ist 46° höher als die von Jakutsk, die Julitemperatur um 8° niedriger. Im kontinentalen Klima der höheren Breiten fällt die niedrigste und höchste Temperatur strenge auf die Mitte des Winters und Sommers. Die Jahresschwankung der Wärme, durch die Temperatur-Differenz der extremen Monate ausgedrückt, ist zu Thorshavn 7.9°, zu Jakutsk 61.0°, also nahe 8 mal größer. Lady Franklinbay zeigt den jährlichen Wärmegang im höchsten Norden, im halb kontinentalen Klima. Das Minimum der Temperatur tritt im Februar (ja selbst erst im März) ein, das Maximum aber immer im Juli. Die Jahresschwankung der Temperatur ist nicht mehr so groß wie im extrem kontinentalen Klima in niedrigeren Breiten, wegen des kalten Sommers.

Der Sonnblickgipfel soll den Temperaturgang in großen Höhen repräsentieren. Derselbe hat Ähnlichkeit mit dem Wärmegang im Küstenklima durch die Verspätung des Eintrittes der extremen Temperaturen. Der kälteste Monat ist der Februar, der wärmste der August; der Herbst ist viel wärmer als der Frühling. Die Jahresschwankung der Temperatur nimmt mit der Höhe ab, allerdings regelmäßig nur bei Gipfellage der Stationen, denn die Plateaus und Hochthäler haben eine große Jahresschwankung. Wien Jahresschwankung 21.5°, Sonnblick nur 15.4°.

Die Differenzen zwischen den mittleren Jahresextremen der Temperatur kann man als «absolute Jahresschwankung der Temperatur» bezeichnen, zum Unterschied von der Jahresschwankung schlechthin, welche gleich der Differenz der Temperatur der extremen Monate ist. So ist z. B. in Allahabad die Jahresschwankung 17.3°, die absolute Jahresschwankung aber 42.3°. Unsere Karte der Meeresströmungen von Krümmel enthält auch die Linien gleicher absoluter Jahresschwankung nach van Bebber. Diese letztere ist auf den Kontinenten am größten, über den Meeren am kleinsten und nimmt zugleich mit der Breite ab. Das Innere von Asien hat mittlere absolute Temperaturschwankungen von 90°, das Innere Nord-Amerikas von 80°, auf den tropischen Oceanen sinken dieselben auf 10° herab. In niedrigeren Breiten haben Nord-Afrika und das Innere von Australien die größten Temperaturschwankungen.

Die nun folgende kleine Temperaturtafel soll des weiteren dazu dienen, die wichtigsten Elemente der Temperaturverteilung auf der Erd-

Temperaturtafel.

Ort	Geogr. Breite	Seehöhe in Meter	Temperatur Celsius: Jahr	Kältester Monat	Wärmster Monat	Unterschied	Tägliche Wärmeschwank.: Mittel	Max.
Lady Franklinbay	81° 44′ N	—	−20.0	−40.1 Febr.	2.9 Juli	43.0	6.5	9.4
Werchojansk	67° 34′	110	−17.3	−51.1 Jan.	15.0 „	66.1	—	—
Jakutsk (Ost-Sibirien)	62° 1′	160	−11.2	−42.8 Jan.	18.8 „	61.6	6.7	11.7
Nowaja-Semlja	73° 38′	—	−7.8	−17.4 Febr.	5.9 „	23.3	2.5	6.1
Pike's Peak (Colorado)	38° 50′	4308	−7.1	−16.4 Jan.	4.5 „	20.9	3.9	5.4
Sonnblick	47° 3′	3106	−6.9	−14.5 Febr.	0.9 Aug.	15.4	1.5	2.0
Fort Simpson	62° 7′	—	−4.3	−28.2 Jan.	16.5 Juli	44.7	—	—
Nain (Labrador)	57° 10′	—	−3.8	−20.6 „	9.9 Aug.	30.5	—	—
Nikolajewsk a. Amur	53° 8′	—	−2.5	−22.9 Jan.	16.4 Juli	39.3	—	—
Pic du Midi	42° 57′	2860	−2.1	−8.0 „	6.1 Aug.	14.1	7.5	9.3
S. Bernhard	45° 50′	2478	−1.8	−9.0 „	6.2 Juli	15.2	4.7	7.3
Jenisseisk	58° 27′	84	−1.7	−23.0 „	19.8 „	42.8	5.4	8.1
Irkutsk (Sibirien)	52° 16′	460	−0.1	−20.5 „	18.8 „	39.3	9.7	13.0
Tobolsk (Sibirien)	58° 11′	50	−0.1	−19.0 „	19.2 „	38.2	7.5	9.7
Barnaul (Sibirien)	53° 20′	140	0.4	−19.4 „	19.6 „	39.0	8.3	10.6
Archangel	64° 32′	—	0.4	−13.6 „	15.8 „	29.4	—	—
Winnipeg (N.-Amerika)	49° 53′	230	0.1	−20.5 „	19.1 „	39.6	—	—
Schafberg	47° 46′	1780	1.6	−5.1 Febr.	9.5 Juli	14.6	—	—
Hammerfest	70° 40′	—	1.8	−5.1 Jan.	11.3 „	16.4	1.5	3.5
Brockengipfel	51° 48′	1137	2.5	−4.9 Febr.	10.4 „	15.3	5.5	—
Petersburg	59° 56′	—	3.0	−9.4 Jan.	17.5 „	26.9	4.4	7.3
Moskau	55° 46′	168	3.9	−11.1 „	18.9 „	30.0	—	—
Reykiavik (Island)	64° 8′	—	4.1	−2.0 Febr.	13.4 Juli	15.4	4.8	6.0
Quebeck (Canada)	46° 49′	31	4.6	−12.3 Jan.	19.3 „	31.6	10.3	12.0
Antisana (S.-Amerika)	0° 14′ S	4060	4.9	2.9 Juli	6.2 Febr.	3.3	—	—
Kristiania	59° 54′	—	5.0	−5.9 Jan.	16.1 Juli	22.0	7.0	9.8
Leh (Tibet)	34° 10′	3517	5.7	−6.2 „	17.1 „	23.3	15.1	18.3
Sitka (NW-Amerika)	57° 3′	—	5.7	−1.0 „	12.6 Aug.	13.6	4.1	6.6
Königsberg	54° 43′	—	6.7	−3.7 Jan.	17.2 Juli	20.9	—	—
Bergen (Norwegen)	60° 24′	—	6.9	−0.0 Febr.	14.4 „	14.4	2.5	4.2
Warschau	52° 13′	120	7.2	−4.4 Jan.	18.6 „	23.0	—	—
Klagenfurt	46° 37′	440	7.2	−6.3 „	18.8 „	25.1	8.2	10.3
München	48° 9′	526	7.5	−3.0 „	17.3 „	20.3	7.1	9.8
Lemberg	49° 50′	295	8.0	−3.8 „	19.5 „	23.3	6.2	9.5
Innsbruck	47° 16′	600	8.0	−3.4 Jan.	17.9 Juli	21.3	8.1	11.0
Leipzig	51° 20′	98	8.3	−1.1 „	17.9 „	19.0	7.7	10.6
Hermannstadt	45° 47′	415	8.3	−4.5 „	19.3 „	23.8	8.6	11.6
Prag	50° 5′	202	8.8	−1.6 „	19.2 „	20.8	5.5	7.8
Berlin	52° 31′	39	8.9	−0.9 „	18.5 „	19.4	6.8	9.8
Laibach	46° 3′	290	9.1	−2.2 „	19.7 „	21.9	—	—
Genf	46° 12′	408	9.2	−0.3 „	18.6 „	18.9	8.7	11.5
Wien	48° 13′	202	9.3	−1.8 „	19.7 „	21.5	5.9	8.2
Boston	42° 21′	—	9.3	−2.8 „	22.2 „	25.0	—	—
Astrachan	46° 21′	—	9.4	−7.1 „	25.5 „	32.6	—	—
London (Greenwich)	51° 28′	40	9.4	3.4 „	17.4 „	14.0	5.7	8.5
Paris	48° 50′	50	9.9	2.2 „	18.1 „	15.9	7.0	9.6
Budapest	47° 30′	153	10.0	−2.0 „	21.4 „	23.4	6.8	9.0
Dublin	53° 21′	—	10.1	5.1 Jan.	15.8 Juli	10.7	5.5	7.2
Straßburg	48° 35′	144	10.4	1.0 „	19.5 „	18.5	—	—
Meran	46° 40′	310	11.7	0.6 „	21.6 „	21.0	5.2	11.0
Peking	39° 57′	38	11.8	−4.6 „	26.1 „	30.7	8.8	10.7

Temperaturtafel.

Ort	Geogr. Breite	Seehöhe in Meter	Temperatur Celsius: Jahr	Kältester Monat	Wärmster Monat	Unterschied	Tägliche Wärmeschwank. Mittel	Max.
Sewastopol	44°37′	40	12.1	1.9 Jan.	23.2 Juli	21.3	—	—
Mailand	45°28′	147	12.2	0.5 „	23.5 „	23.0	6.8	10.4
Washington (Sternwarte)	38°54′	24	12.3	0.4 „	24.1 „	23.7	8.4	10.2
Tiflis	41°41′	457	12.6	0.5 „	24.3 „	23.8	7.6	10.1
S. Francisco	37°48′	46	12.7	9.8 Jan.	14.6 Sept.	4.8	—	—
Bordeaux	44°50′	—	12.8	5.6 „	20.6 Juli	15.0	8.4	14.4
S. Louis (N.-Amerika)	38°37′	137	12.8	— 0.2 „	25.9 „	26.1	8.0	10.4
Quito	0°14′ S	2880	13.5	13.3 Juli	13.8 Jan.	0.5	10.4	11.6
Tokio	35°40′	24	13.6	2.5 Jan.	25.8 Aug.	23.3	9.5	11.1
Konstantinopel	41° 0′	20	14.1	5.2 Febr.	23.5 „	18.3	10.3	13.2
Triest	45°39′	—	14.2	4.3 Jan.	24.2 Juli	19.0	4.3	5.7
Madrid	40°25′	630	14.3	7.0 „	24.9 Aug.	17.9	13.2	17.2
Melbourne (Australien)	37°49′ S	39	14.4	8.7 Juli	19.9 Jan.	11.2	9.9	12.4
Valparaiso	33° 2′ S	—	14.5	12.2 Aug.	17.2 Febr.	5.0	4.6	5.9
Auckland (Neuseeland)	36°50′ S	—	15.3	11.0 Juli	19.4 „	8.9	9.9	11.6
Rom	41°54′	32	15.4	6.7 Jan.	24.6 Juli	17.9	9.0	11.4
Mexico	19°26′	2282	15.5	12.0 Dec.	18.1 Mai	6.1	12.4	15.0
Lissabon	38°43′	102	15.6	10.0 Jan.	21.5 Juli	11.5	6.3	7.9
Wallfischbay	22°56′ S	3	16.3	13.7 Aug.	19.0 März	5.3	7.1	9.3
Lesina (Dalmatien)	43°11′	—	16.5	8.0 Jan.	25.7 Juli	17.7	4.2	5.3
Kapstadt	33°56′ S	—	16.7	12.5 Juli	20.9 Jan.	8.4	5.9	7.1
Sydney	33°52′ S	47	17.1	11.2 Juli	21.8 Jan.	10.6	7.9	8.9
Buenos Ayres	34°37′ S	31	17.2	10.4 „	24.3 „	13.9	—	—
Jerusalem	31°47′	770	17.2	8.5 Febr.	24.6 Aug.	16.1	10.4	12.6
Palermo	38° 7′	72	17.4	11.2 Jan.	25.1 Juli	13.9	6.9	8.2
Algier	36°47′	—	18.1	12.1 „	25.0 Aug.	12.9	—	—
Athen	37°54′	113	18.2	8.5 Febr.	28.2 Juli	19.7	9.0	10.7
Funchal (Madeira)	32°44′	—	18.4	15.2 „	22.3 Aug.	7.1	4.7	5.3
Lima	12° 3′ S	152	19.2	14.7 Juli	23.4 Febr.	8.7	4.3	5.3
New-Orleans	29°57′	—	19.8	12.7 Jan.	26.9 Juli	14.5	—	—
Suez	29°58′	—	20.8	13.1 Febr.	28.4 „	15.3	11.7	14.3
Kairo	29°59′	29	21.2	12.0 Jan.	29.1 „	17.1	9.9	12.6
S. Helena	15°55′ S	12	21.3	18.7 Aug.	23.9 März	5.2	4.7	6.3
Biskra (Algerien)	34°51′	80	21.6	10.8 Jan.	34.6 Juli	23.8	—	—
Hongkong	22°56′	—	21.8	14.1 Febr.	27.5 „	13.4	4.2	5.2
Rio de Janeiro	22°54′ S	64	22.6	19.9 Juli	25.4 Febr.	5.5	3.3	4.1
Bagdad	33°21′	—	23.3	9.7 Jan.	34.9 Juli	25.2	13.3	16.0
Tuggurt	33°13′	80	23.4	11.2 „	35.8 „	24.6	16.4	19.6
Tahiti	17°32′ S	—	25.0	23.4 Aug.	26.3 März	2.9	6.7	7.4
Havannah	23° 9′	—	25.0	21.9 Jan.	27.5 Aug.	5.6	6.2	7.8
Multan (Ostindien)	31°11′	—	25.0	12.5 „	36.3 Juli	23.8	17.2	21.9
S. Thomé (Insel)	0°20′	—	25.4	24.3 Juli	25.7 Febr.	1.4	6.5	7.4
Batavia	6°11′ S	7	25.9	25.3 Jan.	26.4 Mai	1.1	5.9	7.2
Manila	14°36′	—	26.1	24.1 „	28.1 „	4.0	—	—
Cayenne	4°56′	—	26.1	25.5 „	26.8 Sept.	1.3	5.7	6.9
Calcutta	22°33′	—	26.2	19.8 Jan.	30.0 Mai	10.2	7.1	10.5
Kap York (Australien)	10°44′ S	—	26.3	24.5 Aug.	27.6 Dec.	3.1	4.8	6.1
Gondokoro	4°55′	465	26.5	24.3 „	30.3 Febr.	6.0	6.2	10.2
Colombo (Ceylon)	7°56′	—	26.8	25.8 Jan.	27.7 April	1.9	4.2	5.9
Singapore	1°17′	—	26.9	25.7 „	27.6 Juli	1.9	6.9	7.7
Kuka (Sudan)	13°10′	276	28.7	22.2 Dec.	33.5 April	11.3	—	—
Massaua	15°36′	9	30.2	25.4 Jan.	34.7 Aug.	9.3	5.8	6.3

oberfläche vor Augen zu führen. Die Orte sind nach ihrer mittleren Jahrestemperatur geordnet, und es wird gut sein darauf zu achten, in welch scheinbar regelloser Folge dieselben sich aneinanderreihen. Die jährliche Schwankung ist der Unterschied zwischen der Temperatur des wärmsten und kältesten Monates und die tägliche Schwankung der Unterschied zwischen der durchschnittlichen größten und kleinsten Tageswärme im Jahresmittel. Beigefügt ist noch die durchschnittliche größte tägliche Schwankung eines Monates. Sie fällt in den Frühling und Herbst, oder in den Sommer. Wenn man auf einer Erdkarte die bezeichneten Örtlichkeiten aufsucht, wird man schon nach dem bis jetzt Gesagten im Stande sein, in den meisten Fällen die Ursache der verschiedenen Größe der jährlichen und täglichen Wärmeschwankung anzugeben.

Die vorhergehende Tabelle genügt auch, um zu zeigen, welch' ein verwickeltes Phänomen die Wärmeverteilung über die Erde ist. Am deutlichsten tritt die Abhängigkeit der Temperatur von den 3 Elementen: geographische Breite, Kontinental- oder Seelage, Höhe über der Meeresfläche, hervor; dass aber auch noch andere Einflüsse sich geltend machen müssen, zeigt z. B. der Vergleich von Lissabon mit Washington, oder Valparaiso mit Buenos Ayres, Wallfischbay mit Rio Janeiro.

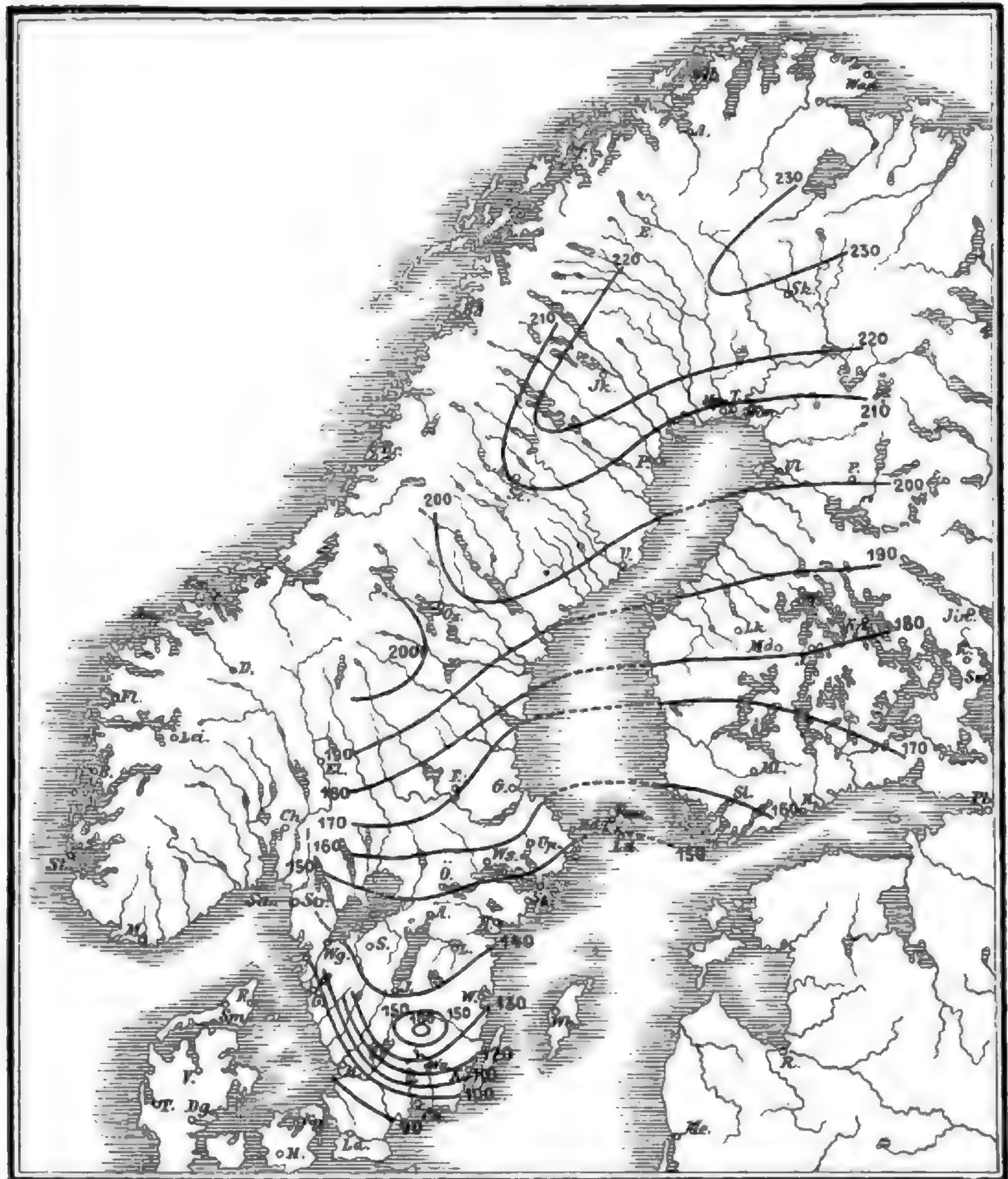
Die Abhängigkeit der Wärmeverhältnisse zugleich von geographischer Breite, Seehöhe und Entfernung von einem Meere tritt recht deutlich hervor in Fig. 37, welche einen Effekt der Temperatur, die mittlere Dauer der Eisdecke auf den Süßwasser-Seen Schwedens und Finnlands (nach Hildebrandson), zur Darstellung bringt. Der Verlauf der Linien (Äquiglacialen genannt) ist zugleich abhängig von allen drei oben genannten Elementen, daher die eigentümlichen Krümmungen derselben. Die längste Dauer der Eisdecke, 230 Tage, findet sich im nördlichen Innern des Landes; die geringste im Süden in der Meeresnähe beträgt nur 90 Tage. Im hochgelegenen Innern des mittleren Schwedens, an der norwegischen Grenze, hält sich die Eisdecke auch schon durch 200 Tage wie im nördlichen Finnland.

Wenn es gilt, Naturerscheinungen zu erklären, die von mehreren Bedingungen gleichzeitig abhängen und darum eine schwerer verständliche Verkettung von Ursache und Wirkung uns darbieten, so thut man stets am besten, die Abhängigkeitsverhältnisse zuerst einzeln aufzusuchen und sich so für den Anfang die Untersuchung zu vereinfachen. So wollen wir auch hier zuerst ein Element gesondert betrachten, die Wärmeabnahme mit der Höhe, um einen Maßstab zu erhalten, der uns gestattet, die Temperatur hochgelegener Orte mit jener von Orten an der Meeresfläche unmittelbar zu vergleichen.

Weshalb die Wärme mit der senkrechten Erhebung über die Erdoberfläche abnehmen muss, haben wir schon im Eingange kurz erläutert; wir entfernen uns nämlich dabei von der Wärmequelle, von der die Lufthülle hauptsächlich ihre Wärme borgt, von dem erwärmten Erdboden.

Denn die leuchtenden Wärmestrahlen der Sonne gehen durch die Luft hindurch, ohne ihre Temperatur merklich zu erhöhen, sie werden erst von der festen Erdoberfläche oder von den Wassermassen der Meere absorbiert und erhöhen dadurch deren Temperatur. Nun steigen allerdings die am

Fig. 37.



Linien gleicher Dauer der Eisdecke (in Tagen) auf den Seen Schwedens und Finnlands nach Hildebrandson.

Boden erwärmten Luftschichten in die Höhe, sie büßen aber ihre höhere Wärme dabei allmählich wieder ein, weil sie im Emporsteigen sich ausdehnen und dadurch erkalten. Wie im pneumatischen Feuerzeug die Luft durch rasche Kompression bis zum Glühen erhitzt wird, ebenso kühlt sie ab,

wenn sie sich ausdehnt, ohne von außen Wärme zugeführt zu erhalten. Die mechanische Wärmetheorie weist nach, dass die trockenen aufsteigenden Luftmassen für je 100 Meter Emporsteigen sich um 1° C. abkühlen. Aufsteigende trockene Lufströmungen können daher wenig zur Erwärmung der höheren Luftschichten beitragen. Dass feuchte Luft dem Wärmetransport in die Höhen günstiger ist, wird später gezeigt werden. Nun kommt zwar die Luft auf Bergen und Hochebenen auch mit einem erwärmten Boden in Berührung, der ihr Wärme mitteilen kann. Aber die Oberfläche der Gebirge und Hochländer, die wie Inseln in den Luftocean aufragen, ist vergleichweise gering zu den sie ruhelos umflutenden Luftmengen der kühlen freien Atmosphäre, und so rasch bei Tage sich oben der Boden unter dem Einflusse der Sonnenstrahlen erwärmt, so rasch kühlt er bei Nacht wieder ab infolge der Dünne der höheren Luftschichten. Die dichten und trüben Luftschichten der Tiefe sind wie eine Decke über die Niederungen der Erde ausgebreitet, welche den nächtlichen Wärmeverlust vermindert, und eine Ansammlung von Wärme möglich macht. Nicht so auf Berggipfeln und Hochebenen. Die wärmebewahrende Hülle wird immer dünner, je höher wir emporsteigen, und immer schutzloser ist Boden und Luft der raschen Wärmeausstrahlung in den kalten Weltraum preisgegeben. Wie wirksam aber noch immer der erwärmte Boden auf die Temperaturerhöhung der Luft ist, zeigt sich auf den Hochebenen, die stets wärmer sind, als frei aus der Ebene aufsteigende Berge von gleicher Höhe.

Die Frage, in welchem Verhältnis die Temperatur mit der Höhe abnimmt, hat die Physiker seit langem und vielfach beschäftigt. Man hat aber kein so allgemein giltiges und einfaches Gesetz hiefür auffinden können, wie es nach Mariotte für die Abnahme des Luftdruckes gilt.

Man muss zunächst unterscheiden zwischen der Wärmeabnahme auf Bergen und in der freien Atmosphäre, in die wir uns mit Hilfe von Luftballons erheben können. Für die Höhen, zu welchen Beobachtungsstationen in Gebirgsländern hinaufreichen, hat man folgende Resultate ableiten können. In den Gebirgen und Bergländern nimmt die Wärme ziemlich gleichmäßig mit der Höhe ab, so dass gleichen Höhenstufen ein gleiches Sinken der Temperatur entspricht. Das Maß dieser Abnahme hat man ziemlich gleichförmig in den Tropengegenden wie bei uns zu nahe 0.6° C. für je 100 Meter gefunden. Wenn man also circa 170 Meter einen Berg hinansteigt, so nimmt die Jahreswärme um 1° C. ab. Humboldt fand aus einzelnen Beobachtungen in den Andes von Südamerika eine Temperaturabnahme von 0.57° C.; Boussingault aus zahlreichen Beobachtungen ebendaselbst 0.57°, in Süd-Indien und auf Ceylon beträgt sie 0.58°.

Am besten kennt man die Wärmeabnahme nach oben in den Alpen, wo man die zahlreichsten Beobachtungsstationen und zwar bis über 3000 Meter Höhe besitzt, und auch hier hat man im Mittel 0.58° für je 100 Meter erhalten. Es erfolgt jedoch die Temperaturänderung auf der Südseite

rascher (0.68° für 100 Meter) als auf der Nordseite (0.55° für 100 Meter). Dieses Maß der Temperaturabnahme bleibt überdies nicht das ganze Jahr dasselbe, die Abnahme erfolgt vielmehr im Winter viel langsamer als im Sommer. Aus den Resultaten der Beobachtungsstationen in den Alpen, im Erzgebirge und im Harz, welche untereinander sehr gut übereinstimmen, erhält man folgende Mittel der Jahreszeiten und des Jahres für die Wärmeabnahme mit der Höhe.

Temperatur-Änderung für je 100 Meter in C.

Winter 0.45 Frühjahr 0.67 Sommer 0.70 Herbst 0.53 Jahr 0.59

Höhe für eine Temperatur-Änderung von 1° C. in Meter.

Winter 222 Frühjahr 149 Sommer 143 Herbst 188 Jahr 170.

Diesen Daten muss aber beigefügt werden, dass auf Plateau-Erhebungen, oder beim langsamen Ansteigen in Thälern, die Wärme nicht so rasch abnimmt, als an Bergabhängen und auf Gipfeln. Die Stationen der rauhen Alb z. B. geben eine mittlere Wärmeabnahme von 0.44° für je 100 Meter, jene auf dem Plateau von Tibet circa 0.47°.

Die obigen Zahlen geben die mittlere Wärmeabnahme zwischen den Thalstationen und den Bergstationen an, und zeigen eine bedeutende jährliche Periode, in den Ostalpen z. B. zwischen 0·33 (pro 100 Meter) Ende December und 0.66 um die Mitte des Mai. Vergleicht man die Temperaturen von Berggipfeln verschiedener Höhe, oder Stationen an Bergabhängen mit den Gipfeln, so ergibt sich eine viel geringere jährliche Variation der Temperaturänderung mit der Höhe und damit auch raschere mittlere Wärmeabnahme. So geben Sonnblick- und Schafberggipfel für December 0.57 und Mai 0.67, im Jahresmittel 0.61° pro 100 Meter. Unterliegt die untere Station nicht einer extremen Wintertemperatur, wie sie an den meisten eingeschlossenen Thalorten herrscht, so finden wir dasselbe: Ben Nevis, Sonnblick, Pikes Peak geben dann übereinstimmend: December-Januar 0.55°, Mai-Juni 0.75, Jahr 0.65° pro 100 Meter. Diese Zahlen entsprechen der Wärmeabnahme mit der Höhe in der freien Luft.

Die langsame Wärmeabnahme mit der Höhe im Winter in den mittleren und höheren Breiten ist eine Folge der stärkeren Erkaltung der Thäler, in welche die durch Wärmeausstrahlung erkalteten Luftmassen hinabfließen, sich dort ansammeln und stagnieren. Es bilden sich «Kälteseen», die abnorm kalten untersten Luftschichten haben dabei oft nur eine geringe Mächtigkeit. Bei ruhigem heiterem Wetter und schneebedecktem Boden sind die Thalsohlen oft viel kälter als die Bergabhänge, und die Temperatur nimmt bis 1400, ja selbst bis 2000 Meter hinauf zu, um dann erst wieder abzunehmen. Selbst im Wintermittel sind in den Ost-Alpen auf der windstillen Südseite der Centralkette die höheren Orte an Abhängen wärmer als die Thalsohlen. Folgendes Beispiel aus Kärnten zeigt dies recht schön. Die Stationen folgen sich von der untersten Stufe im großen kärntnerischen Thalbecken nach Osten hin bis an die westlichen Abhänge der Saualpe (Görschitzthal aufwärts).

Wintertemperatur in Kärnten:

Klagenfurt	Eberstein	Hüttenberg	Lölling Thal	Lölling Berghaus	Stellzing	
440	570	780	840	1100	1410	Meter
— 4.6°	— 3.3°	— 2.3°	— 1.6°	— 1.5°	— 3.2°	Celsius.

Die Abhänge der Sau- und Koralpe haben in 12—1400 Metern eine Januartemperatur gleich jener von Graz in 370 Meter. Vergleicht man also Thalstationen mit Gipfelstationen, so erhält man im Winter selbst durchschnittlich eine sehr langsame Wärmeabnahme, die nur lokal ist und durch die große Kälte der Thäler bedingt wird. Darum geben Gipfelstationen oder Stationen an Abhängen Werte für die Wärmeabnahme in der Atmosphäre, die richtiger sind und eine allgemeinere Bedeutung haben.

Es dürfte von einigem Interesse sein, wenn wir hier noch für jene Gebirge, von welchen aus einer sehr großen Höhe noch direkte Temperaturbeobachtungen vorliegen, jene Seehöhen aufsuchen, in welchen die mittlere Temperatur auf den Gefrierpunkt herabgesunken ist. Diese Seehöhen finden sich in der folgenden kleinen Tabelle zusammengestellt.

Seehöhen (in Meter), in welchen die mittlere Temperatur
von Null-Grad herrscht:

	Anden von Quito	NW Himalaya	Ätna Sicilien	Pikes Peak Colorado	Pic du Midi Nord-Pyrenäen	Tauern Ost-Alpen	Ben Nevis Schottland
Breite	Äquator	32°	37° 44′	38° 50′	42° 57′	47°	56° 47′
Januar	5100	2800	2300	1150	1350	0	640
Juli	5100	5700	4100	4970	3940	3200	2000
Jahr	5100	4700	3200	3200	2480	2050	1250

Unter dem Äquator ändert sich die Seehöhe der Temperaturfläche von 0° so gut wie gar nicht im Laufe des Jahres, in kontinentalen Klimaten (Pikes Peak) sind die Änderungen am größten. Die Höhe, in der man die Temperatur des Gefrierpunktes antrifft, senkt sich vom Äquator bis in die Breite der Ost-Alpen im Januar um mehr als 5000 Meter, im Juli nur um 2000 Meter, sie erreicht dann wahrscheinlich selbst am Nordpol nicht das Meeresniveau.*) In den Ost-Alpen erreicht die Temperaturfläche von 0° ihre tiefste Lage am 7. Jannar, ihre höchste am 5. August mit 3550 Meter; sie steigt am raschesten aufwärts Anfang Mai und zwar um 22½ Meter pro Tag im Mittel, sie senkt sich am raschesten Anfang November und zwar um 37½ Meter pro Tag.

Die Temperatur-Verhältnisse der freien Atmosphäre, entfernt von Berghängen und Bergspitzen, welche doch immer noch die beobachtete

*) Die mittlere Temperatur auf dem Gipfel des Chimborazo in 6300 Meter darf zu — 6.5° angenommen werden, also nahe gleich der des Sonnblick (3100 Meter). Der Großglockner (3800 Meter) dürfte eine Wintertemperatur von — 17.2°, eine Sommertemperatur von — 4.8° haben, d. i. die mittlere Temperatur des Winters in 1600 Meter. Die Beobachtungen auf dem Montblanc (4810 Meter) gaben eine Julitemperatur von — 8° und lassen auf ein Jahresmittel von — 14.5° schließen.

Luftwärme einigermaßen beeinflußen, kennen wir nur aus den vereinzelten Beobachtungen der Luftschiffer. Bis in die neueste Zeit verdankte man fast alle Kenntnisse über die in den größten Höhen der Atmosphäre herrschenden meteorologischen Verhältnisse dem kühnen englischen Meteorologen und Luftschiffer James Glaisher, der besonders in den Jahren 1862—66 zahlreiche Ballonfahrten zu wissenschaftlichen Zwecken unternommen hat und dabei zu den größten Höhen emporstieg, die bis dahin ein Mensch erreicht hatte. Am 5. September 1862 erreichte der Ballon eine Höhe, in welcher der Barometerstand nur mehr 247.7 Millimeter war und die Temperatur unter — 21° betrug. Daraus berechnet sich die erreichte Seehöhe zu 8860 Meter.*)

Aus früherer Zeit ist besonders die Luftfahrt von Gay Lussac am 16. September 1804 berühmt geworden, bei welcher eine Höhe von 7000 Meter erreicht wurde (Temperatur oben — 9.4°, unten 30.8°).

Am merkwürdigsten waren die Temperatur-Verhältnisse bei der Ballonfahrt von Barral und Bixio am 27. Juli 1850, welche nach einem starken Gewitterregen unternommen worden war. Die Temperatur in circa 7000 Meter über einer mächtigen Eiswolke war nur — 39.7°.

Die neueren wissenschaftlichen Ballonfahrten, die von München, namentlich aber von Berlin aus unternommen worden sind, werden unsere Kenntnisse über die Temperatur- und Feuchtigkeits-Verhältnisse in den größeren Höhen der Atmosphäre wesentlich erweitern, sowie auch über die Luftströmungen daselbst erwünschte Aufschlüsse geben. Man hat jetzt bessere Mittel gefunden, den bei Ballonbeobachtungen besonders störenden Einfluss der Sonnenstrahlung auf die Thermometer zu beseitigen, welcher die Ergebnisse mancher der älteren Temperatur-Beobachtungen problematisch macht. Eine zusammenfassende Bearbeitung der während der außerordentlich erfolgreichen Berliner Hochfahrten angestellten Beobachtungen liegt aber jetzt noch nicht vor, so dass wir vorläufig nur auf einige Ergebnisse derselben aufmerksam machen können.

Von den von Berlin aus unternommenen Ballonfahrten mögen hier zwei besonders erwähnt werden. Erstlich jene vom 11. Mai 1894 mit dem Ballon «Phönix», bei welcher eine Seehöhe von 7930 Meter erreicht wurde. Die Temperatur in 7700 Meter in einer Wolke war — 36.5°, in 7900 Meter oberhalb der Wolke — 32.5°. Die korrespondierende Temperatur an der Erdoberfläche war 13.5°. Am 4. December 1894 hat Berson ganz allein mit demselben Ballon (mit Wasserstoff-Füllung) die Höhe von 9150 Meter erreicht und in dieser Höhe — 47.9° C. abgelesen.**)

Zu noch größeren Höhen ist man mit unbemannten Ballons gelangt, welche mit photographisch registrierenden Instrumenten versehen waren.

*) Über Greenwich, wo gleichzeitig das Barometer auf 754.4 Millimeter stand, Temperatur 16.4 Grad.

**) An der Erdoberfläche Temperatur bei 0 Grad, in 1500 Meter + 5 Grad, in 6000 Meter — 25.5, in 8000 Meter — 39°, in 8700 in einer Schneewolke — 43.7. Luftdruck tiefster 231 Millimeter, Temperatur — 47.9.

Der am 21. März 1893 von Paris abgelassene Ballon «Aérophile» zeigte nach dem Niedergange einen Druck von 103 Millimeter an (Höhe circa 16.000 Meter), die Temperatur in 12.500 Meter war unter — 51° (später gefror die Tinte). Bessere Resultate hat man von Berlin aus erlangt. Der am 7. Juli 1894 von da losgelassene Ballon «Cirrus» erreichte eine Höhe von mehr als 16.000 Meter und landete in Bosnien. Die tiefste registrierte Lufttemperatur war — 53°, der zugehörige Luftdruck 95 Millimeter. Am 6. September 1894 erreichte dieser Ballon sogar 18.500 Meter und registrierte in dieser Höhe circa — 67° C.

Diese vorläufigen Angaben zeigen schon, dass die Temperatur in großen Höhen der Atmosphäre viel niedriger ist, als man bisher angenommen hat und dass daselbst die Wärmeabnahme viel rascher ist als Glaishers Beobachtungen ergeben haben,*) namentlich oberhalb 4000 Meter scheint die Temperatur rasch abzunehmen (um 0.6° bis 0.7° pro 100 Meter) Diese Erscheinung hängt mit einer relativ langsamen Wärmeabnahme zwischen 2000 und 4000 Meter Höhe zusammen, die wohl ihren Grund in der hier häufig auftretenden Kondensation des Wasserdampfes (Bildung von Wolken und Niederschlägen) hat, wobei die latente Wärme desselben die Abkühlung der aufsteigenden Luft vermindert. Die Erwärmung im Sommer beeinflußt die hohen Schichten der Atmosphäre nur sehr wenig. Mitte Mai fand Berson in 7700 Meter — 36.5°, Anfang December in nahe gleicher Höhe — 38.5°. Die mittlere Höhe der Isothermfläche von 0° im Sommer über Norddeutschland kann man bei 3000 Meter annehmen (was auch mit den Beobachtungen auf dem Sonnblick und mit Glaishers Beobachtungen übereinstimmt). In 6000 bis 7000 Meter Höhe herrschte schon eine Temperatur von — 20 bis — 30° C.

Der früher angeführten mittleren Zahlenwerte für die Wärmeabnahme im Gebirge kann man sich auch bedienen, um die Frage zu beantworten, welche Temperatur ein Ort von bekannter Seehöhe haben dürfte, wenn er im Niveau des Meeresspiegels liegen würde. Die Jahrestemperatur von Wien auf das Meeresniveau reduciert (0.5° für je 100 Meter genommen bei Plateaulage) ist etwa 10.3° C. Ohne die Vornahme dieser Reduktion würde es nicht möglich sein, die Temperaturen, die für Orte im Innern des Festlandes durch Beobachtungen ermittelt worden sind, mit jenen an den Küsten zu vergleichen, um daraus den Einfluss der Entfernung von der Meeresküste, oder anderer Umstände abzuleiten.

Aber selbst die auf das Meeresniveau reducierten Temperaturen lassen noch kein einfaches Gesetz der Abhängigkeit von der geographischen Breite und der Entfernung von der Meeresküste erkennen, wenn man sie

---

*) Die folgenden mittleren Werte der Temperatur-Abnahme mit der Höhe für je 100 Meter Erhebung sind aus Glaishers Ballonfahrten während der wärmeren Jahreszeit abgeleitet worden.

Mittlere Höhe	500	1500	2500	3400	4400	5400	Meter.
Temperatur-Änderung pro 100 Meter	0.82°	0.57°	0.47°	0.42°	0.40°	0.35°	Celsius.

auch in tabellarischer Form nach diesen beiden Elementen anordnet. Dieselben Zahlen beginnen aber sogleich uns gewisse einfache Thatsachen erkennen zu lassen, wenn wir sie alle auf eine Karte eintragen und damit das Auge sie besser überschaue, die gleichen Zahlenwerte durch Linien verbinden. Auf diesen glücklichen Gedanken kam zuerst (1817) A. v. Humboldt, er nannte diese Linien gleicher Wärme «Isothermen». Humboldt zeichnete bloß die Isothermen des Jahres, es standen ihm hiezu damals erst die Wärmemittel von 57 Orten zu Gebote. Dove zeichnete zuerst auch die Isothermen der einzelnen Monate und konnte hiezu schon im Jahre 1864 die Monatstemperaturen von circa 2000 Stationen verwenden. Demungeachtet kennen wir die Temperaturverhältnisse großer Erdräume noch wenig oder gar nicht.

Wir wollen uns zuerst zu den Jahresisothermen wenden, um aus ihnen die einfachsten Gesetze der Wärmeverteilung auf der Erdoberfläche abzuleiten.

Figur 38 zeigt uns zunächst, dass die Isothermen durchaus nicht den Breitegraden parallel verlaufen, ja, dass sie auch nicht unter einander parallel sind. Es nimmt also die Wärme unter verschiedenen Meridianen in verschiedenem Maße ab, und die Frage, um welchen Betrag die Temperatur für 1° Breitezunahme abnimmt, lässt sich strenge genommen nicht allgemein beantworten. Im Mittel beträgt die Wärmeabnahme pro 1° zwischen 30 und 70° Breite 0.75, in Europa aber nur 0.6°.

Betrachten wir den Verlauf der Krümmungen der Isothermen genauer, so sehen wir auf der nördlichen Hemisphäre, dass die Isothermen an den Westküsten von Europa und Nord-Amerika gegen den Pol hin vordringen oder konvexe Scheitel haben, dass sie herabsteigen im Innern und an den Ostküsten von Nord-Amerika und Asien; die Westseiten sind somit wärmer als das Innere des Festlandes und als die Ostküsten. Dieser Unterschied wird aber gegen die niedrigeren Breiten hin immer kleiner und kehrt sich später sogar um. Zwischen den Wendekreisen sehen wir in unregelmäßiger Form die wärmsten Räume von den Isothermen von 25° bis 30° C. umschlossen. Der größte Teil der letzteren liegt nördlich vom Äquator und fällt zumeist in das Innere von Afrika, das nördliche Süd-Amerika und Ost-Indien. Auf der südlichen Hemisphäre springt zunächst in die Augen, dass, in niedrigen Breiten bis gegen 40° S hin die Ostküsten von Süd-Amerika und Afrika wärmer sind als die Westküsten; von da ab verlaufen die Isothermen fast parallel mit den Breitegraden über die vorwiegende Meeresoberfläche. Beachtenswert ist die durchschnittlich niedrigere Temperatur der südlichen Hemisphäre innerhalb der heißen und warmen gemäßigten Zone, die Jahres-Isotherme von 10° zieht wenig südlich von 40° S. Br. hin, während wir unter 40° N. Br. zumeist eine mittlere Jahreswärme von 15° antreffen. Die kälteste Region der Erdoberfläche liegt im arktischen Archipel von Nord-Amerika jenseits 75° N. Br., umschlossen von der Isotherme von — 20°.

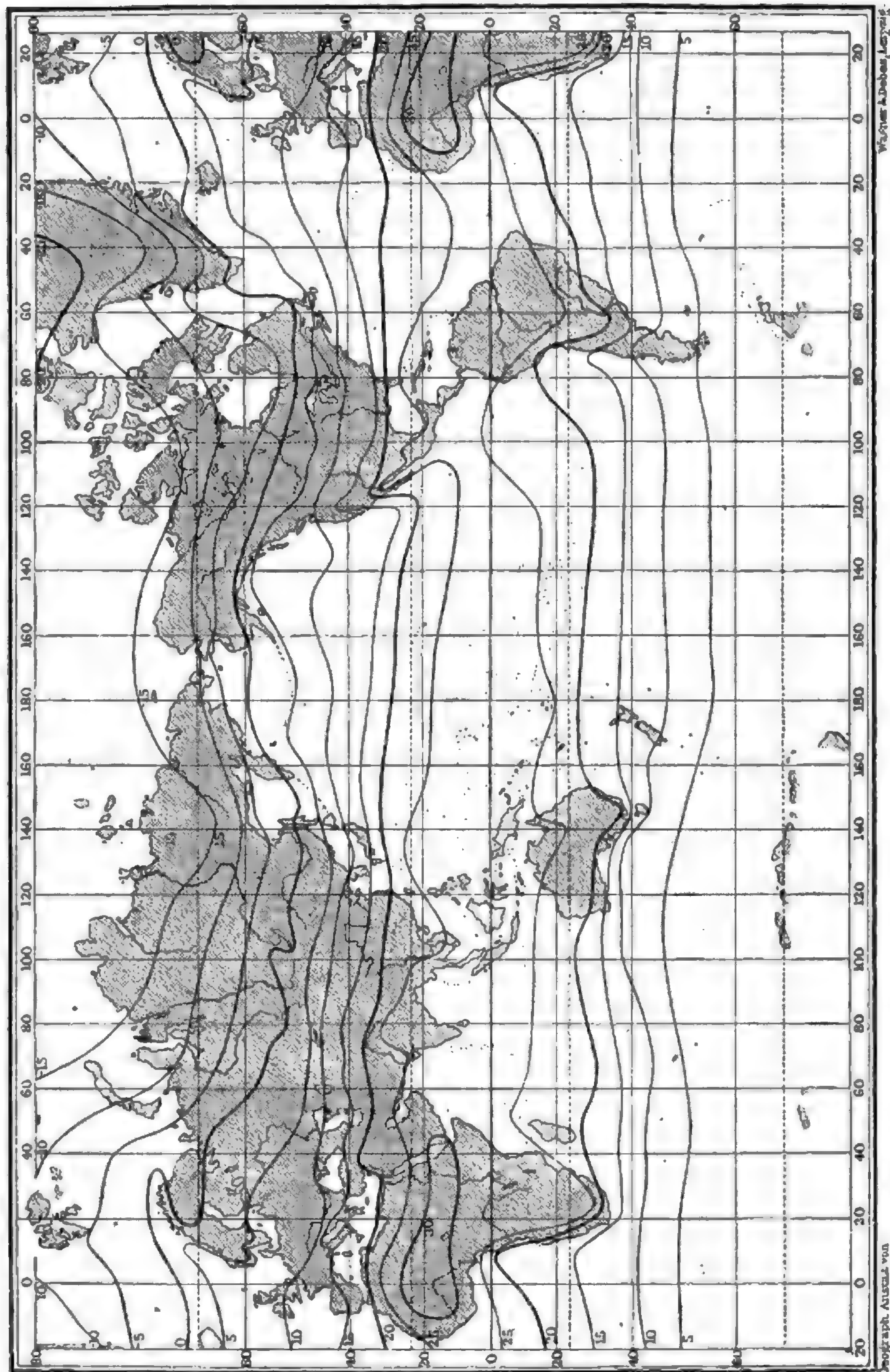


Fig. 38. Jahresisothermen.

Noch einen allgemeinen Satz können wir uns aus der Betrachtung des Verlaufes der Jahresisothermen ableiten; in der heißen Zone sehen wir, dass die Landflächen wärmer sind als die Meere, in den höheren Breiten verhält es sich umgekehrt, dort sind die Kontinente kälter. In der Tropenzone, wo die Insolation überwiegt, wirken Landflächen temperaturerhöhend, in den kalten Zonen, wo die Wärmeausstrahlung das Übergewicht hat, wirken Landflächen wärmeerniedrigend. Zwischen 42° und 45° Breite etwa findet sich die neutrale Zone, wo Wasser und Land gleiche Temperatur haben.

Bevor wir das Bild der Jahresisothermen verlassen, wollen wir noch den Verlauf von zwei Isothermlinien specieller verfolgen. Es ist dies erstlich die Isotherme von 10° C., welche nahe die mittlere Jahreswärme von Wien repräsentiert. Diese Isotherme erreicht die Westküste von Europa in Irland unter 55° N. Br., sie läuft hierauf über London und Brüssel zum Bodensee herab, durchzieht das nördliche Ungarn, durchschneidet die Mitte der Krim, den nördlichen Teil des kaspischen Meeres und den südlichsten des Aralsees, steigt im Innern von Asien bis 43° N. Br. herab und verlässt die Ostküste von Asien unter 38° N. Br., dem Parallel von Palermo. An der Westküste von Amerika finden wir sie südlich von der Vancouver-Insel unter 49° N. Br., sie senkt sich dann rasch nach Süden in das Innere Nord-Amerikas, erreicht im Mississippithal oberhalb St. Louis den 40. Breitegrad und verlässt etwas nördlich von New-York unter 43° die Ostküste Amerikas. Die Westküste von Irland unter 55° N. Br. hat somit dieselbe Jahreswärme wie das Innere von Nord-Amerika unter 40°.

Noch stärker sind aber die Krümmungen der Jahresisotherme von 0°, welche man im östlichen Nord-Amerika (in Labrador) und in Ost-Asien unter 50° N. Br., dem Parallel von Prag, antrifft, während sie in Norwegen über den 70. Breitegrad hinausgeht.

Nimmt man aus allen auf einem Breitegrad in gleichen Intervallen herrschenden Temperaturen das Mittel, so erhält man dessen mittlere Temperatur und kann dann untersuchen, wo auf jedem Parallelgrade eine höhere Wärme als die normale und wo eine niedrigere herrscht. *Dove* hat dies ausgeführt und die Orte gleicher Abweichung von der normalen Temperatur eines Breitegrades durch Linien verbunden, die er *Isanomalen*, Linien gleicher Anomalie, nannte. Aus ihnen ergibt sich, dass ganz Europa bis zum Ural zu warm ist, das nördliche England, Irland, Norwegen am meisten, und zwar um 8 bis 10° C., ebenso ist das westliche Nord-Amerika zu warm, zu kalt ist fast ganz Asien (nur Vorderasien und Ostindien ausgenommen), das ganze innere und östliche Nord-Amerika. Auf der südlichen Hemisphäre sind vornehmlich die Westseite des tropischen Süd-Amerika bis 40° Breite und die Westseite Afrikas zu kalt.

Wir führen die derart ermittelte *normale* Jahreswärme der nördlichen und südlichen Breitekreise an, damit man die auf Seite 131 und 132 angegebenen Temperaturen damit zu vergleichen und zu beurteilen ver-

mag, welche von den dort aufgeführten Orten in einem zu kalten oder zu warmen Gebiet liegen.

Mittlere Temperatur der Breitegrade.

G. Breite	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	
Nord	25.9	26.4	25.6	20.3	14.0	5.6	— 0.8	— 9.9	— 16.5	— 20.0	C.
Süd	25.9	25.0	22.7	18.5	11.8	5.9	0.2	— 4.9	—	—	"

Bis zum 40. Breitegrad ist demnach die südliche Hemisphäre kälter als die nördliche und längere Zeit war man der Ansicht, dass die südliche Halbkugel überhaupt viel kälter sei als die nördliche.

Die Resultate neuerer Beobachtungen in den höheren Breiten der südlichen Hemisphäre haben indes gelehrt, dass jenseits des 40. Breitegrades die mittlere Temperatur der südlichen Halbkugel höher ist als die der nördlichen, für den 50° S. Br. findet man als Mitteltemperatur circa 6°, für 60° 0.2°. Dies ist keineswegs überraschend, weil, wie früher erörtert, die vorwiegende Meeresbedeckung in höheren Breiten temperaturerhöhend wirkt.

Supan hat zweckmäßiger Weise die drei Haupt-Klimagürtel durch den Verlauf der Jahresisothermen abgegrenzt und zugleich den Flächeninhalt dieser Zonen bestimmt. Die kalten Zonen liegen innerhalb der Jahres-Isotherme von 0°, die gemäßigten Zonen zwischen den Isothermen von 0° und 20° und die heißen Zonen innerhalb der Isothermen von 20°. Die Flächeninhalte dieser Temperaturzonen in Prozenten des ganzen Flächeninhaltes der Halbkugeln sind:

	Kalte Zone	Gemäßigte Zone	Heiße Zonen
Nördliche Hemisphäre	14.8	31.8	53.3
Südliche "	9.5	45.1	45.4.

Bemerkenswert ist das Übergewicht der heißen Zone in beiden Hemisphären, namentlich aber auf der nördlichen Halbkugel. Von dem Flächeninhalt der ganzen Erde kommen rund 12% auf die kalte Zone, 39% auf die gemäßigte und 49% auf die heiße Zone.

Um eine wirkliche Einsicht in die Ursachen der Krümmungen der Jahres-Isothermen zu erlangen, ist es aber nötig, die Isothermen der extremen Jahreszeiten zu betrachten, die Januar- und Juli-Isothermen. Der Einfluss von Wasser und Land auf die Temperaturverteilung ist ja ein anderer im Sommer als im Winter; im Jahresmittel haben wir aber schon die Summe, den schließlichen Effekt beider Wirkungen vereinigt. Wir lernen diesen Effekt verstehen, wenn wir sehen, wie er zu Stande kommt. Betrachten wir deshalb die Karte der Januar-Isothermen im Meeresniveau. Die nördliche Hemisphäre hat dann Wintermitte. Die gegen den Pol hin konvexen Krümmungen der Isothermen über den Meeren und an den Westküsten von Europa und Nord-Amerika, die konkaven im Innern und an den Ostküsten sind jetzt noch auffallender als im Jahresmittel. Das Innere des Festlandes und die Ostküsten sind nun am stärksten erkaltet,

sie liegen im Gebiete der größten negativen Anomalie, Jakutsk z. B. ist um mehr als 22° C. zu kalt, die Westküsten sind dagegen am höchsten begünstigt; Island, Nordschottland und die Westküste von Norwegen sind um 16—17° zu warm.

Die Januar-Isothermen (siehe die beigefügte Tafel) verlaufen in West-Europa fast genau von Norden nach Süden, so dass man vom Bodensee nach Norden an den Küsten von Jütland und Norwegen bis zu den Lofot-Inseln und über den 70. Breitegrad hinaus dieselbe Januartemperatur findet. Der Temperaturgegensatz, den man gemeiniglich zwischen Nord und Süd annimmt, findet sich jetzt in Europa in der Richtung von Westen nach Osten. Die Isotherme von 0°, die in der Balkanhalbinsel südlich von Sofia verläuft, erreicht an der Westküste von Norwegen mehr als 70° N. Br., in Ost-Asien und im Innern von Nord-Amerika bei St. Louis findet man sie unter 35° und 38° N. Br., also mehr als 30° südlicher. Die kältesten Räume liegen nicht am Nordpol selbst, sondern teilweise viel südlicher, um Werchojansk unter 66° N. Br. und im Nord-Westen der Hudsonsbay, im arktischen Archipel von Nord-Amerika; hier trifft man die tiefsten Wintertemperaturen, einem Monatmittel von — 50° und — 40° C. angehörend, sie repräsentieren den sogenannten asiatischen und nordamerikanischen Winterkältepol. Die Wintertemperatur im Innern Grönlands mag ebenso tief sein, wir kennen sie aber nicht. Der eine Kältepol liegt im östlichen Teile des größten Kontinents, der andere in einem Inselmeer, welches im Winter mit einer dicken Eisschichte bedeckt, ebenfalls einem Festland an Wärmeausstrahlung gleichkommt. Die temperaturerniedrigende Wirkung des Festlandes und die wärmebewahrende des offenen Meeres findet in den Januar-Isothermen ihren schärfsten Ausdruck.

Die stärkere Erkaltung des Landes gegenüber dem Meere durch Wärme-Ausstrahlung im Winter bei dem heiteren, windstillen Wetter, welches die Perioden hohen Luftdruckes begleitet, bringt die folgende Figur 39 sehr deutlich zur Darstellung. Man sieht, wie die Isothermen die Küsten einsäumen und wie die Temperatur mit der Entfernung vom Ocean gegen das Innere des Landes abnimmt. In der Mitte des Landes befinden sich die Kälte-Centren. Es wiederholt sich hier im Kleinen das Bild der Wärme-Verteilung, welches die großen Kontinente der nördlichen Hemisphäre regelmäßig im Winter darbieten. Es ist dies aber eine ganz allgemeine Erscheinung, welche auch jede kleine Landfläche zeigt, nur sind die Temperatur-Differenzen gewöhnlich zu gering, um sie deutlich konstatieren zu können, wie dies für den December 1879 möglich war, welcher der Wärme-Ausstrahlung die günstigsten Verhältnisse darbot (Luftruhe, wenig bedeckter Himmel, Schneedecke).

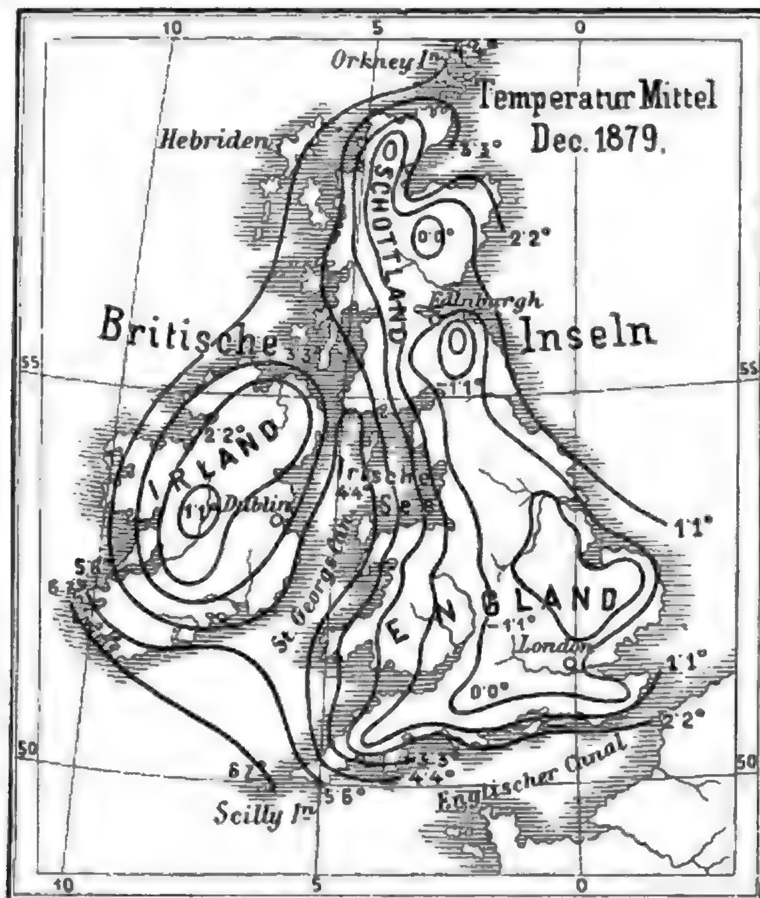
Wenden wir nun gleich den Blick auf die Karte der Juli-Isothermen (siehe die beigefügte Tafel). Das Bild ist nun auf der nördlichen Halbkugel total geändert. Die Krümmungen der Linien gleicher Wärme haben eine ganz andere Biegung angenommen, jetzt steigen sie polwärts hinauf im Innern des Festlandes und gehen nach Süden herab über den Meeren. Das


JANUAR-ISOTHERMEN IM MEERESSPIEGEL


JULI - ISOTHERMEN IM MEERESSPIEGEL

Land ist jetzt unter gleichen Breitegraden wärmer als das Meer. Wenn wir also im Sommer von Wien aus nach Osten in das Innere Russlands und Asiens reisen, so finden wir unter demselben Breitegrad immer höhere Wärme, hingegen nach Westen abnehmende Temperatur. Lissabon unter 38.7° N. Br. ist jetzt nur wenig wärmer als Wien 48° N. Br., und der Juli von Tobolsk 58° N. Br. ist wenig kühler, als der von Wien. Am auffallendsten ist übrigens die steile Biegung der Isothermen im Innern von Nord-Amerika am Ostfuße des Felsengebirges, wo die Hitze des Juli ebenso

Fig. 39.

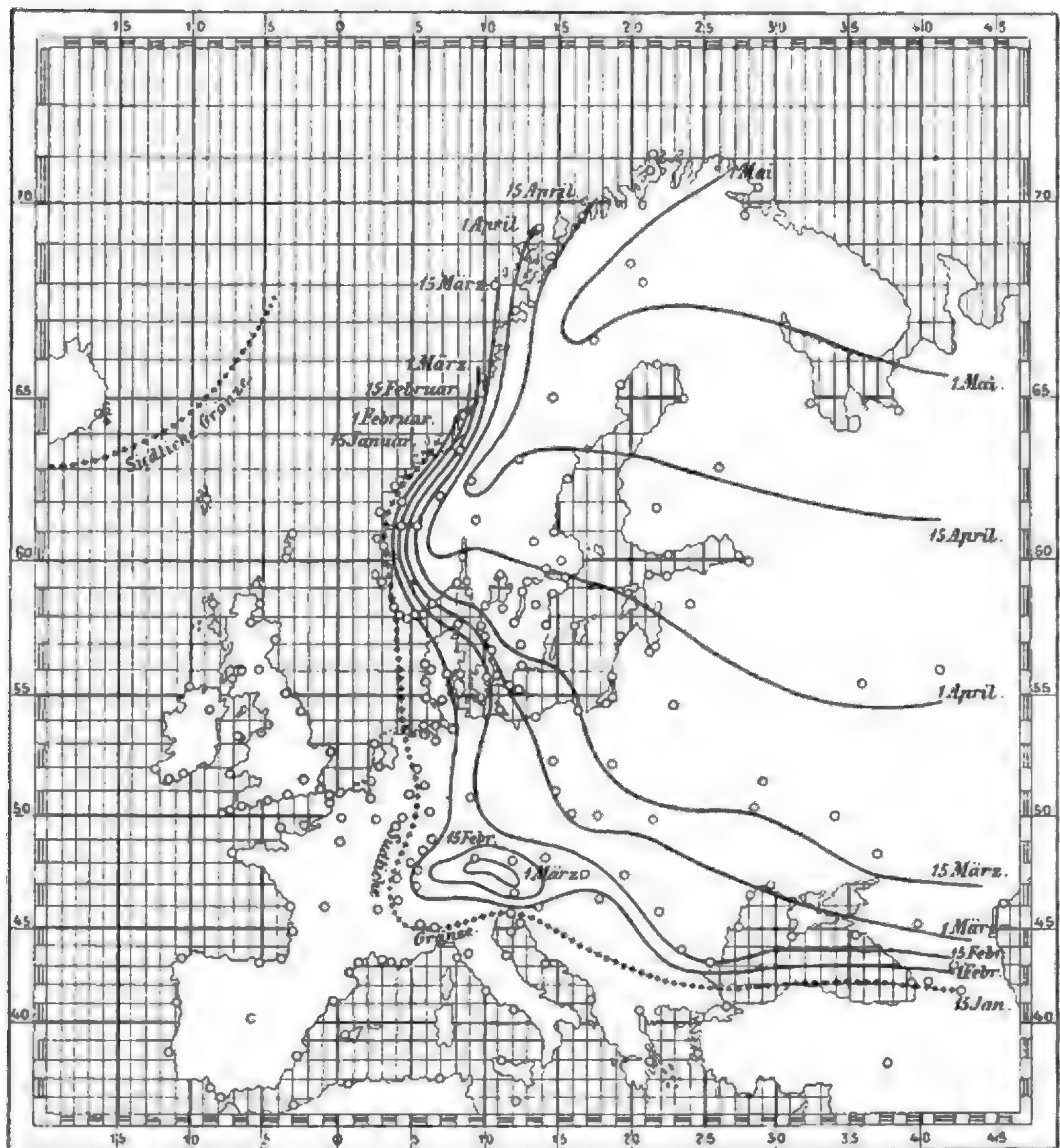


extrem groß ist wie die Kälte des Januar. Der erkältende Einfluss im Winter ist aber auch hier überwiegend, wie schon ein vergleichender Blick auf die Größe der Krümmung der Isothermen im Januar und Juli zeigt. Wenn man in Europa unter dem 52. Breitegrad z. B. von der Küste des atlantischen Oceans dem Ural zuwandert, so sinkt die Temperatur im Winter für je 10 Längegrade um 3.4 Grad C., sie steigt im Sommer nur um 0.7 Grad für dieselbe Wegstrecke. Der Einfluss des Winters ist also der mächtigere, und die Jahresisothermen der höheren Breiten sind deshalb nur die geschwächten Abbilder der Isothermen des Winters.

Die große Erwärmung des Festlandes, besonders dort, wo es als Wüste und Steppe der Insolation offen daliegt, zeigt sich deutlich in der

Lage der Örtlichkeiten, wohin im Juli die größte Wärme fällt. Es liegen diese heißesten Regionen mit 34—36 Grad Mitteltemperatur jetzt weit nördlich vom Äquator in den Wüsten Nord-Afrikas, Arabiens, Mesopotamiens und im Pandschab, ferner in Arizona und Unter-Californien. Die Juli-Isotherme von 34 Grad erreicht in Vorderasien die geographische Breite

Fig. 40.



Wanderung der Isotherme 0 Grad C. im Frühling über Europa nach Hildebrandson.

von 38 Grad. Die größte Sommerkühle hingegen treffen wir im arktischen Nord-Amerika. Das Inselmeer, das sich im Winter in ein Festland umwandelte, verbraucht im Sommer alle Sonnenwärme zur Tauung der Eismassen, und die Luftwärme kann sich darum nur wenig über den Frostpunkt erheben, während auf dem Festlande des asiatischen Nordens nach

der Schmelzung der Schneedecke die Sonne auf dem trockenen Boden eine intensive Wärme erzeugt. Es gibt jetzt keinen asiatischen Kältepol mehr; der Sommerkältepol liegt im äußersten Norden Grönlands ferner in der Gegend von Franz Josefs-Land und dem karischen Meere, im Juli umschlossen von der Isotherme von + 2 Grad.

Was wir eben von den außertropischen Teilen der nördlichen Hemisphäre gezeigt haben, gilt auch für die südliche Halbkugel, nur in weit geringerem Maße, weil bei der weitaus überwiegenden Wasserbedeckung der Temperaturgegensatz der Festländer sich weniger entwickeln kann. Die Krümmungen der Isothermen sowohl, als ihre Änderung vom Winter zum Sommer sind auf der südlichen Hemisphäre viel unbedeutender. Hier treffen wir das oceanische Klima in seiner reinsten Ausbildung, kühle Sommer und milde Winter, im Gegensatz zu dem Klima des Innern von Asien und Nordamerika, wo, wie die Isothermen zeigen, äußerst strenge Winter mit heißen Sommern wechseln.

Die Figur 40 macht die Änderung in der Lage der Isotherme von 0 Grad während des Frühlings über Europa ersichtlich. Man sieht, wie rasch die Wärme im Innern des Kontinents steigt, während sie an der Nordwest-Küste Europas lange Zeit fast konstant bleibt. Die Isotherme von 0 Grad legt im Innern Russlands vom 1. Februar bis 1. Mai den Weg vom 43. bis 65. Breitegrad zurück; in Norwegen verschiebt sie sich nur vom 64. bis zum 70. Breitegrad. Die Isothermen drehen sich gleichsam von West nach Ost und Nordost um eine Achse, die an der West-Küste Norwegens liegt.

Die heißen Sommer der nördlichen Halbkugel treffen der Zeit nach zusammen mit den milden Wintern der südlichen Halbkugel, und umgekehrt herrscht zur Zeit der strengen Winterkälte über den ausgedehnten Festländern der nördlichen Hemisphäre in der südlichen ein kühler Sommer. Wenn wir also die mittlere Lufttemperatur des Juli für die ganze Erdoberfläche ermitteln wollten, und dann die des Januar, so könnten wir im Voraus erwarten, dass die mittlere Luftwärme des Juli größer ausfallen werde, als die des Januar. In der That hat Dove gefunden, dass die Gesamttemperatur der Erdoberfläche annähernd im Juli zu 17 Grad C., im Januar nur zu $12^1/_2{}^\circ$ C. angenommen werden darf, die mittlere Wärme auf der Erdoberfläche steigt mithin um $4^1/_2$ Grad, wenn die Sonne nördlich vom Äquator verweilt, und dabei ihre Wärmestrahlen einer weit größeren Ländermasse zusendet, als dann, wenn sie in den südlichen Zeichen verweilt. Die neuere genauere Berechnung von Spitaler ergibt

	mittlere Temperatur im		
	Januar	Juli	Jahr
Nördliche Hemisphäre	8.0	22.5	15.3
Südliche „	17.5	12.4	14.9
Ganze Erde	12.8	17.4	15.1

Die mittlere Jahrestemperatur der ganzen nördlichen Halbkugel fand Dove zu 15.5 Grad, Ferrel zu 15.3 Grad, für die mittlere Temperatur der südlichen Hemisphäre fand der Verfasser 15.4 Grad, so dass also die mittlere Temperatur der beiden Hemisphären nahe dieselbe sein dürfte.*) Wir haben schon aus einer allgemeinen Betrachtung der Jahresisothermen den Satz abgeleitet, dass Ländermassen in und nahe der Äquatorialzone auf die Luftwärme erhöhend einwirken, dass hingegen unter höheren Breitegraden eine Meeresbedeckung, welche den Wärmeverlust vermindert, den gleichen Einfluss äußert. Diese Einflüsse gleichen sich demnach aus, so dass die mittlere Temperatur der ganzen Hemisphäre dadurch nicht geändert wird.

Was wir über die Temperatur-Verhältnisse beider Hemisphären eben erwähnt haben, verdient auch in anderer Hinsicht volle Beachtung. Erinnern wir uns, was früher Seite 32 über die Zeiten der Sonnennähe und deren Beziehung zu den irdischen Jahreszeiten gesagt worden ist. Gegenwärtig fällt der Sommer der nördlichen und der Winter der südlichen Halbkugel mit der größten Entfernung der Erde von der Sonne, mit dem Aphelium, zusammen, und umgekehrt ist die Erde um 5 Millionen Kilometer der Sonne näher, wenn die nördliche Halbkugel Winter, die südliche Sommer hat. Die Wärmemenge, welche die Erde im Perihelium von der Sonne empfängt, ist bei der gegenwärtigen Größe der Excentricität um circa 7 Procent größer als im Aphelium. Daraus möchte man schließen, dass die südliche Hemisphäre einen (kürzeren) heißen Sommer und einen kalten Winter hat, die nördliche Halbkugel hingegen einen (zwar längeren aber) kühlen Sommer, und einen durch die Sonnennähe gemilderten Winter erhält.**) In der Wirklichkeit finden wir aber das Verhältnis gerade umgekehrt: milde Winter, kühle Sommer auf der südlichen, heiße Sommer, strenge Winter auf der nördlichen Halbkugel. Woher rührt dieser Widerspruch? Offenbar daher, dass der Einfluss der größeren Wasser- oder Landbedeckung einer Hemisphäre viel mächtiger ist, als die Unterschiede der Insolation, welche aus dem gegenwärtigen Unterschiede der Entfernung der Sonne im Perihelium und Aphelium folgen. Und hieraus dürfen wir nun auch schließen, dass, wenn auch nächstens das Perihelium auf unsere Sommerzeit fallen wird (s. S. 33), der Einfluss auf die Unterschiede zwischen der Sommer- und Wintertemperatur nicht erheblich werden kann, so lange die Verteilung von Wasser und Land auf der Erdoberfläche die gleiche bleibt.

---

*) Von dem Areal des trockenen Landes auf der ganzen Erde liegen 75 Procent auf der nördlichen und 25 Procent auf der südlichen Hemisphäre. Auf der nördlichen Halbkugel haben wir $^{4}/_{10}$ Land und $^{6}/_{10}$ Wasser, auf der südlichen hingegen ist die Oberfläche des Landes $^{13}/_{100}$ und die des Wassers $^{87}/_{100}$.

**) Die gesamte Wärmemenge, welche jede Hemisphäre in den einzelnen Jahreszeiten von der Sonne erhält, ist aber, wie schon Lambert nachgewiesen hat, dieselbe. Der kürzere Sommer der südlichen Hemisphäre wird durch die größere Sonnennähe ausgeglichen mit dem längeren Sommer der nördlichen Hemisphäre, der ins Aphelium fällt.

Die gegenwärtigen Unterschiede der Jahreszeiten in beiden Hemisphären sind aber gering gegen jene, welche innerhalb sehr langer Perioden zeitweilig eintreten können. Sobald nämlich einer der extremen Perihelstände (Länge des Perihels bei 90 Grad und 270 Grad, s. Seite 32—33) zusammenfällt mit einem großen Werte der Excentricität, erreichen die Unterschiede in der Länge der Jahreszeiten der beiden Hemisphären und in der Intensität der Sonnenstrahlung im Winter und Sommer eine sehr bedeutende Größe. Da die Änderungen der Größe der Excentricität in sehr langen Perioden vor sich gehen (es hält sich z. B. nach Stockwell die Excentricität zwischen den Werten 0.024 und 0.033 in der Periode 120.000 bis 270.000 Jahre nach 1850), so können alle Perihelstände selbst im mehrfachen Turnus innerhalb extremer Werte der Excentricität eintreten. Man hat für mehrere Millionen Jahre die extremen Werte der Excentricität zurück und voraus berechnet nach den Formeln, welche Leverrier (und neuerlich Stockwell) dafür gegeben haben.

Einige dieser Rechnungs-Resultate mögen hier Platz finden:

Jahre vor 1800	100	200	210	300	600	750	850 Tausend Jahre
Excentricität	.047	.057	.058	.042	.042	.058	.075
Unterschied der Jahreszeiten	22	27	27	20	20	27	35 Tage.*)

Einige extreme Werte der Excentricität, die nach 1850 nach Stockwells Formeln eintreten, mögen noch angereiht werden:

Tausende von Jahren nach 1850	250	510	610	880	1150	1250
Excentricität	.033	.054	0.58	.057	.050	.060.

Dagegen wird nach 297 Tausend Jahren die Excentricität nahe auf null herabsinken. Übrigens sind alle diese Zeiten und Werte nur beiläufig richtig, da die Näherungs-Formeln, aus denen sie abgeleitet sind, um so unsicherer werden, je größer das Argument der Zeit wird.

Es betrug also circa 850 Tausend Jahre vor Beginn unseres Jahrhunderts der Unterschied der extremen Jahreszeiten der beiden Hemisphären über einen Monat; d. h. die Sonne blieb um 35 Tage länger auf der einen Seite des Äquators als auf der andern. Zugleich war die jährliche Variation der Intensität der Sonnenstrahlung eine sehr bedeutende. Dieselbe ist im allgemeinen im Perihelium circa $1 + 4\ E$ (wo E die Excentricität), wenn sie im Aphelium gleich 1 gesetzt wird. Bei dem gegenwärtigen Wert der Excentricität ($E = {}^1/_{60}$) erreicht dieser Unterschied blos $^1/_{15}$, wenn aber die Excentricität den größten der oben angegebenen Werte erreicht haben wird, steigt derselbe auf den enormen Betrag von 0.3 oder nahe $^1/_3$, so dass also die Intensität der Sonnenstrahlung im Winter nahezu um ein Drittel schwächer werden kann, während zugleich die Dauer des Winters um 35 Tage länger wird. Der kurze Sommer hat dagegen eine außerordentlich große Intensität der Sonnenstrahlung. Dies gilt für jene Hemisphäre, in deren Sommer das Perihelium fällt. Es tritt also eine

*) Der Unterschied in der Dauer der extremen Jahreszeiten ist gleich der Größe der Excentricität multipliciert mit 465.

große Verschärfung des Unterschiedes der Jahreszeiten ein, soweit derselbe von der Intensität der Sonnenstrahlung allein abhängt.

Sir Robert Ball machte neuerlich darauf aufmerksam, dass die Verteilung der Wärme auf die beiden entgegengesetzten Jahreszeiten nur abhängig ist von der Schiefe der Ekliptik, von den andern Bahnelementen aber nicht beeinflusst wird. Bei den jetzigem Werte derselben (23° 27') verteilt sich die Jahreswärme zu 63 Procent auf den Sommer und zu 37 Procent auf den Winter, oder wenn wir 365 mittlere Wärmetage annehmen, so entfallen 229 derselben auf den Sommer und 136 auf den Winter und dieses Verhältnis ist unabhängig von der Größe der Excentricität der Erdbahn.*) Dies gilt allerdings nur für eine ganze Hemisphäre. Wenn nun die Excentricität den höchsten Wert von 0.0745**) und der Unterschied in der Dauer von Sommer und Winter 34·6 Tage erreicht, so erhalten wir folgende Erwärmungsverhältnisse in jener Hemisphäre, welche den langen kalten Winter hat (nominelle Eiszeit):

Winter-Dauer 200 Tage, Wärmemenge 136 somit pro Tag blos 0.68.
Sommer- „ 165 „ „ 229 „ „ „ 1.39.

Während der langen Dauer des Winters und dementsprechend langen Dauer großer Wärmeausstrahlung empfängt diese Hemisphäre bloß 0·7 unserer Wärmeeinheit pro Tag. Einem langen strengen Winter folgt aber dann ein kurzer sehr heißer Sommer, wo die mittlere tägliche Wärmeeinnahme doppelt so groß ist. Wenn aber dann diese Hemisphäre wieder den langen Sommer erhält, so sind die Verhältnisse folgende:

Winter-Dauer 165 Tage, Wärmemenge 136 somit pro Tag 0.82.
Sommer- „ 200 „ „ 229 „ „ „ 1.14.

Zu dieser Zeit haben wir also eine große Ausgleichung zwischen Winter- und Sommertemperatur, es entspricht dies nach Ball der Interglacial-Zeit.

Doch dürften auch diese Ausführungen nicht genügend sein, um eine Eiszeit zu erklären. Die Wirkungen der verringerten Sonnenstrahlung im langen Winter werden leicht überschätzt. Selbst unter den für die Eiszeit günstigsten Annahmen ist die Verringerung der Sonnenstrahlung in den höhern Breiten (40—70 Grad) im Winter zur Zeit größter Excentricität nur äquivalent einer Versetzung in eine um 4 Grad höhere Breite (für die Alpen also z. B. von 46 in 50 Grad Breite), wahrscheinlicher nur um 2—3 Grad und das dürfte nicht genügen, eine ausgedehnte Vergletscherung zu erklären.

Ein verlängerter und strenger Winter könnte wohl für die mittleren und höheren Breiten der betreffenden Hemisphäre auch eine größere Anhäufung von Schnee und Eis zur Folge haben, welche die größere

*) Unter Sommer ist die Zeit zu verstehen, während welcher die Sonne auf jener Seite des Äquators verweilt, welche man im Auge hat, also nördlich vom Äquator auf der nördlichen Halbkugel; entsprechend ist der Winter definiert.

**) Mittel der Annahmen von Leverrier, Lagrange, Stockwell.

Intensität der Insolation des Sommers zum Teil wieder zu neutralisieren vermöchte. Es könnte dadurch auch die mittlere Jahrestemperatur herabgedrückt werden, obgleich die jährliche Summe der Sonnenstrahlung auch dann für beide Hemisphären gleich bleiben wird. Diese Verhältnisse dürften aber, die gegenwärtige Verteilung von Wasser und Land vorausgesetzt, für die nördliche Hemisphäre kaum zutreffen, denn bei der relativ überwiegenden Landbedeckung derselben wird ein strengerer Winter auch geringere Niederschläge zur Folge haben; es würde nur ein extrem heißer kurzer Sommer mit einem sehr kalten langen Winter abwechseln. So viel scheint gewiss, dass für die nördliche Hemisphäre aus den geschilderten Verhältnissen kein allgemeines Anwachsen der Gletscher resultieren würde, denn die für das Anwachsen der Gletscher günstigsten klimatischen Bedingungen sind ein niederschlagsreicher Winter und ein kühler Sommer, wie dies jetzt auf der südlichen Hemisphäre der Fall ist.

Es ist auch nicht wahrscheinlich, dass unter den derart geänderten Verhältnissen das System der Meeresströmungen und der davon abhängenden klimatischen Verhältnisse eine wesentliche Änderung erleiden würde (wie z. B. Croll annimmt), so lange die Gestalt der Meeresbecken der nördlichen Hemisphäre dieselbe bleibt. Überhaupt muss man bei Schlüssen auf bedeutendere Änderungen in der Verteilung der Klimate, die aus den oben erwähnten periodischen Änderungen der Elemente der Erdbahn hervorgehen, große Vorsicht walten lassen, nachdem wir aus den jetzigen klimatischen Verhältnissen ersehen, dass selbe geradezu im Gegensatz stehen können zu jenen, welche nach den astronomischen Bedingungen stattfinden sollten.

Luftdruck und Winde. Das Barometer gibt das Gewicht der ganzen über uns befindlichen Luftsäule an. Wenn man den durchschnittlichen Barometerstand am Meeresniveau zu 760 Millimeter annimmt, so entspricht dies einem Gewicht von 10.333 Kilogrammen auf den Quadratmeter. Man ist übereingekommen, dies als den Druck einer Atmosphäre und als Normaldruck bei physikalischen Messungen anzunehmen. Eine Säule trockener gleichmäßig dichter Luft entsprechend diesem Normaldruck bei einer konstanten Temperatur von 0 Grad müsste eine Höhe von 7991 Meter haben, um einen Druck von 10.333 Kilogrammen per Quadratmeter auszuüben. Es ist dies die Höhe der «homogenen Atmosphäre».*)

In Wirklichkeit nimmt aber der Druck mit der Höhe ab und zwar, wie die Physik lehrt, in einer geometrischen Progression. Nehmen wir zunächst der Einfachheit halber eine gleichförmige Temperatur von 0 Grad durch die ganze Atmosphäre an, sowie für Mittel-Europa einen Luftdruck

---

*) 0.76 × 13596 (Gewicht eines Kubikmeters Quecksilber) = 10333, und da das Gewicht eines Kubikmeters trockener Luft bei normalem Druck und 0 Grad gleich 1.293 Kilogramm ist, so ist die Höhe der homogenen Atmosphäre gegeben durch den Quotienten 10333 : 1.293 = 7991 Meter.

von 762 Millimeter am Meeresniveau, so giebt die folgende kleine Tabelle die Seehöhen, die zu gewissen Werten des Luftdruckes gehören, ferner die Höhe, um die man sich erheben muss, damit das Barometer um 1 Millimeter sinkt.

Höhenstufen (Meter) für eine Luftdruckänderung um 1 Millimeter bei einer Lufttemperatur von 0 Grad.

Luftdruck	760	730	700	670	640	610	580	550	520	490
Seehöhe circa	20	340	680	1030	1390	1780	2180	2600	3050	3530
Höhenstufe	10·5	10·9	11·4	11·9	12·5	13·1	13·8	14·5	15·4	16·3

Ist die Lufttemperatur von 0 Grad abweichend, so sind diese Zahlen für jeden Grad Celsius um 4 Zehntel-Procent zu erhöhen*) (bei Temperaturen unter dem Gefrierpunkt zu verringern).

Für die meisten genäherten Höhenberechnungen aus dem Barometerstande reicht folgende allgemeine Regel aus. Man erhält zunächst die genaue Höhenstufe für 1 Millimeter Druckunterschied bei 0 Grad, wenn man die Höhe der homogenen Atmosphäre, die rund 8000 Meter, durch den mittleren Barometerstand (das ist das Mittel aus dem oben und unten gleichzeitig abgelesenen Barometerstande) dividiert. Diese Höhenstufe wird dann noch nach der eben angegebenen Regel für die Temperatur korrigiert und mit dem Unterschied der Barometerstände multipliciert.*)

Auf umgekehrtem Wege kann man auch mittelst der bekannten Seehöhe eines Ortes den daselbst abgelesenen Barometerstand auf das Meeresniveau reducieren. Die Seehöhe, dividiert durch die Höhenstufe gibt die Anzahl der Millimeter, die zu dem abgelesenen Barometerstande zu addieren sind, um den Luftdruck am Meeresniveau zu erhalten.

Bevor wir die Verteilung des Luftdruckes an der Erdoberfläche und die davon abhängigen Windsysteme betrachten, wollen wir vorerst einen Blick auf die täglichen Änderungen des Barometers werfen.

Der Luftdruck zeigt namentlich in den Tropen eine ganz regelmäßige tägliche Änderung; er ist am höchsten um 9—10^h vormittags und abends, am niedrigsten um 3—4^h morgens und abends. Diese Eintrittszeiten der höchsten und tiefsten Stände bleiben fast an allen Orten der Erde nahe

*) D. h. sie sind mit dem Faktor $1 + 0.004\,t$ zu multiplicieren, wenn t die mittlere Lufttemperatur. Bei 15 Grad Celsius 700 Millimeter Druck wäre demnach die Höhenstufe 11.4 multipliciert mit 1.06 d. i. 12.1 Meter.

**) Z. B. Am 8. September 1890 morgens las ich auf dem Pilatus (Esel) an einem Aneroid 596 Millimeter ab (corr.) Temperatur 8 Grad. Unten in Luzern 454 Meter war der Druck 729.8, die Temperatur 14 Grad. Man hat also: $(596 + 730) : 2 = 663$; $8000 : 663 = 12.07$ bei 0 Grad, für $(8 + 14) : 2 = 11$ Grad, gibt dies 12.60 als Höhenstufe, somit $729.8 - 569 = 133.8 \times 12.6 = 1685.9$ Höhenunterschied Luzern Pilatus (Esel), somit absolute Höhe 2140 Meter, was mit der richtigen Seehöhe ganz gut stimmt. Man darf ja überhaupt nicht erwarten aus einzelnen Barometerablesungen auch bei genauer Rechnung die Höhen bis auf die Einheiten des Meter genau zu erhalten.

die gleichen,*) und der Unterschied derselben ist am größten am Äquator und nimmt mit der Breite ab. Am Äquator beträgt die tägliche Oscillation 2 bis 3 Millimeter**), unter 30 Grad Breite 1.6 Millimeter, unter 48 Grad etwa 1 Millimeter, in Petersburg unter 60 Grad Breite nur mehr 0.13 Millimeter. Eine vollkommen befriedigende Erklärung dieser Erscheinung ist gegenwärtig noch nicht gegeben worden, dass sie aber größtenteils von der täglichen periodischen Erwärmung der Atmosphäre namentlich in den oberen Schichten abhängt, ist kaum zweifelhaft.

Wäre die Atmosphäre an der Erdoberfläche und in jeder Horizontal-Schichte gleichförmig erwärmt, so würde der Druck an der Erdoberfläche sowie in jeder Fläche gleichen Abstandes von derselben in allen Punkten (derselben Schichte) der gleiche sein. Es wäre dann keine Veranlassung zu Bewegungen vorhanden, weil die Schwerkraft, wie auf einem ruhigen Wasserspiegel, überall senkrecht auf den Flächen gleichen Druckes stehen würde, wie es das Gleichgewicht verlangt.

Wenn aber die Wärme ungleichmäßig verteilt ist, wie dies in der Erdatmosphäre in der That der Fall ist, so bleiben die Flächen gleichen Druckes nicht mehr senkrecht zu den Richtungen der Schwere, und das Gleichgewicht wird gestört. Es ist für das Verständnis der Bewegungen in der Atmosphäre von höchster Wichtigkeit, sich den Einfluss einer örtlichen Erwärmung auf die Luftdruckverhältnisse recht klar zu machen. Denken wir uns die über einem Ort ruhende Luftsäule von unten her über die Temperatur ihrer Umgebung erwärmt, ohne dass zunächst ein entsprechender Luftaustausch mit derselben stattfindet, wie dies wirklich eintritt, wenn die Erwärmung gleichzeitig über großen Strecken stattfindet. Die Wärme wird die Luft ausdehnen, jede Schichte wird die andere empordrängen, am meisten die unteren, welche am stärksten erwärmt sind. Der Erfolg wird sein, dass der Luftdruck in den höheren Schichten steigt, oder mit anderen Worten, dass die Schichten gleichen Druckes sich heben, sich von der Erde weiter entfernen. Am Boden selbst wird der Luftdruck ungeändert bleiben, da ja das Gewicht der Luftsäule sich durch die Wärme nicht ändern kann. Die Barometer-Beobachtungen an Gebirgsstationen zeigen uns diesen

*) Auf Bergen verspätet sich das Vormittagsmaximum und zwar um so mehr, je höher man steigt und je geringer an der Erdoberfläche die tägliche Oscillation ist. Auf dem Schafberg (1780 Meter) tritt das Vormittags-Maximum ein um 11 Uhr, auf dem Obir (2040 Meter) um Mittag, auf dem Säntis (2500 Meter) um 1 Uhr, auf dem Sonnblick (3100 Meter) um 2½ Uhr und auf dem Montblanc um 3 Uhr. Das Nachmittags-Minimum wird mit zunehmender Höhe immer unbedeutender und verspätet sich dabei, auf dem Sonnblick bis 6 Uhr nachmittags, auf dem Montblanc bis 8 Uhr abends. Die Ursache dieser Modification des täglichen Barometerganges ist die tägliche Erwärmung und Ausdehnung der unterhalb liegenden Luftschichten.

**) Der normale tägliche Gang des Barometers in der Äquatorialregion wird aus folgenden Zahlen ersichtlich, die für den pacifischen Ocean und 6 Grad Breite gelten. Die Zahlen bedeuten Abweichungen vom Tagesmittel:

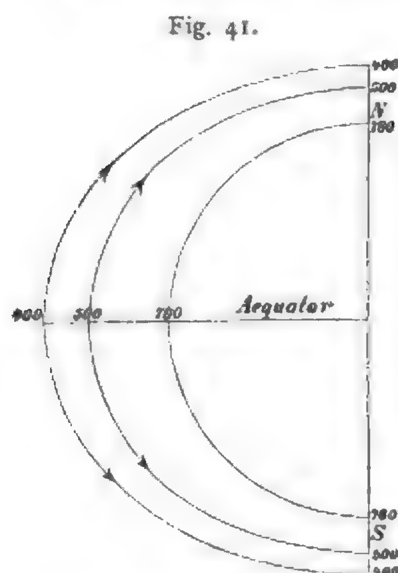
4 Uhr morg.	9½ Uhr morg.	4 Uhr nachm.	10½ Uhr abends	Amplit.
1 Min. — 0.81	1. Max. + 1.18	2. Min. — 1.21	2. Max. + 0.87	2.03

Einfluss der Wärme sehr deutlich durch das Steigen des Barometers im Sommer. Z. B.

Ort	Höhe	Luftdruck im Januar	Luftdruck im Juli	Differenz
Genf	405	728·0	727·6	—0·4
St. Bernhard	2476	561·2	568·5	7·3
Sonnblick . .	3106	516·4	525·4	9·0
Pikes Peak .	4308	444·3	459·2	14·9

Wenden wir dies nun auf die Atmosphäre im ganzen an, deren mittlere Temperatur im allgemeinen vom Äquator gegen die Pole hin abnimmt. In der Tropenzone ist die Luft durch Wärme (und Feuchtigkeit) am stärksten ausgedehnt, daher in den höheren Schichten der Luftdruck hier größer ist als in gleichem Abstand von der Erdoberfläche unter allen Breiten, bis gegen die Pole hin. Denken wir uns alle Punkte gleichen Luftdruckes als einer Fläche angehörend, so wird der Vertikalschnitt einer solchen Fläche längs eines Erdmeridians schematisch ungefähr durch die Fig. 41 dargestellt werden.

Fig. 41.



Das Gleichgewicht der Atmosphäre würde erfordern, dass alle Schichten gleichen Druckes mit der Erdoberfläche konzentrisch wären, mit anderen Worten, dass in gleichem Abstande von der Erdoberfläche der Luftdruck überall der gleiche wäre. Das ist nun in Wirklichkeit, wie die Fig. 41 zeigt, nicht mehr der Fall, sondern alle Flächen gleichen Druckes steigen gegen den Äquator hin an, und in gleicher Höhe nimmt also der Luftdruck gegen die Pole hin ab. Dadurch bekommt die Luft in jeder dieser Schichten ein Gefälle gegen die Pole hin, und sie muss in dieser Richtung abfließen, um den gleichen Luftdruck in demselben Niveau (demselben Abstand von der Erdoberfläche) wieder herzustellen. Die Wärme setzt also zuerst die oberen Luftschichten in Bewegung, bevor noch der Luftdruck an der Erdoberfläche selbst sich geändert hat. Die nächste Folge des Abfließens der Luft über dem Äquatorialgebiet muss aber sein, dass der Luftdruck hier sinkt, denn das Gewicht der drückenden Luftsäule hat sich um die abgeflossene Luftmenge vermindert. Umgekehrt muss gegen die Pole hin der Luftdruck an der Erdoberfläche steigen, weil in der Höhe ein Zufluss von Luft stattfindet, der das Gewicht der Luftsäule vergrößert.

Dass dies in der That stattfindet, am hervortretendsten im Winter, wo der Temperatur-Unterschied zwischen niederen und höheren Breiten am größten ist, zeigen folgende Resultate der Luftdruck-Beobachtungen (Mittel für December bis Februar):

	S.-Amerika, Äquator	N.-Amerika 39° N.
Luftdruck an der Erdoberfläche	759 *mm*	767 *mm*
Luftdruck im Niveau von 4300 Meter*)	458 »	444 »

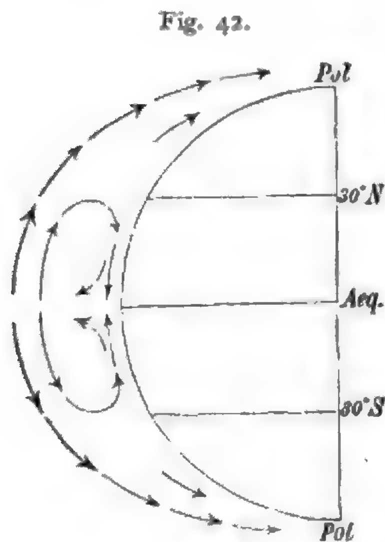
Wir sehen, dass an der Erdoberfläche der Luftdruck vom Äquator gegen die höheren Breiten zunimmt, in der Höhe von 4300 Meter derselbe aber umgekehrt unter dem Äquator höher ist als in 39° N. Dadurch müssen zwei Strömungen in der Atmosphäre entstehen, eine obere (die schon erwähnte primäre) vom Äquator gegen die Pole hin, und eine untere von den höheren Breiten gegen den Äquator, weil die Luft in jeder Horizontalschichte nach jener Richtung strömen muss, nach welcher hin der Luftdruck am meisten abnimmt. Wäre die Erde von gleichförmiger Oberfläche und cylindrisch statt kugelförmig, so würde die Luftcirkulation bei fortdauernder ungleicher Erwärmung zwischen der Mitte und den Enden des Cylinders regelmäßig in der Weise stattfinden, dass am Äquator die Luft durch Wärme ausgedehnt, beständig in die Höhe gehoben, an den Polarenden aber herabsinken würde und dazwischen zwei Strömungen herrschen würden, eine untere von den Polargegenden zum Äquator und eine obere in entgegengesetzter Richtung. Da aber die Erde kugelförmig ist, und ihr Umfang mit zunehmender geographischer Breite abnimmt, so muss der Kreislauf schon früher ein Ende finden; denn die von einem Umkreis von 40000 Kilometer in der Höhe abfließende Luft findet bald keinen Raum mehr, um gleichmäßig bis gegen die Pole hinzufließen. Die Beobachtungen zeigen, dass (auf der kugelförmigen und rotierenden Erde) die obere Strömung zum Teile schon in der Gegend des 30. Breitegrades aus der Höhe herabsinkt und gleich wieder in den unteren Teil des Kreislaufes aufgenommen wird. Jenseits des 30. Breitegrades lassen die Beobachtungen die Existenz zweier regelmäßig übereinander in entgegengesetzter Richtung ziehender Strömungen nicht mehr erkennen. Die Atmosphäre ist hier zumeist von niedrigeren gegen höhere Breiten in Bewegung, und es scheint diese Bewegung mit zunehmender Höhe immer mehr vorzuherrschen, wie dies auch nach Figur 41 in Folge der allgemeinen Luftdruck-Verteilung in der Höhe der Fall sein muss. In den unteren Schichten zeigen sich aber die Luftströmungen hauptsächlich durch den Temperaturgegensatz der kontinentalen und oceanischen Flächen und die dadurch hervorgerufenen Luftdruckverschiedenheiten bedingt, und die Regelmäßigkeit und Stabilität der Luftcirkulation der Tropen geht zugleich mit der Gleichmäßigkeit der Wärmeverteilung verloren. Das Schema der allgemeinen Cirkulation der Atmosphäre wird ungefähr durch die Fig. 42 dargestellt.

Zwischen dem Äquator und 30° (circa) findet ein vollständiger geschlossener Kreislauf statt. Der Luftdruck ist im Äquatorial-Gürtel am

*) Nach Beobachtungen auf dem Antisana in Südamerika und auf Pike's Peak in Nordamerika.

niedrigsten und nimmt gegen den 30° bis 40° hin zu, wo er ein Maximum erreicht. Jenseits dieser Breiten und dieses Gürtels hohen Luftdruckes scheint in großen Höhen gleichfalls noch eine fast konstante polwärts gerichtete Strömung zu bestehen. An der Erdoberfläche aber herrscht nur auf der fast ganz wasserbedeckten und gleichförmigen Südhemisphäre auch unten diese Strömung ziemlich gleichmäßig vor, auf der nördlichen Hemisphäre ist es der Gegensatz von Kontinenten und Oceanen, welcher die vorherrschenden Winde der unteren Schichten bedingt.

Fig. 42.

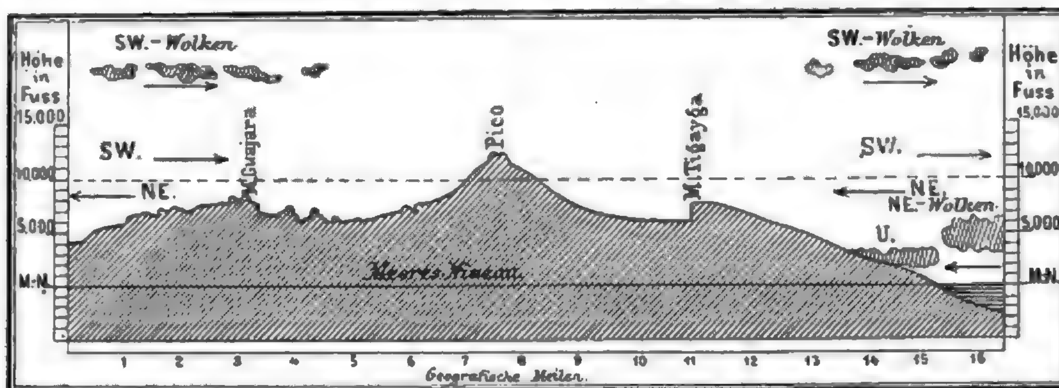


Auf die **Richtung** aller dieser Strömungen hat nun aber die tägliche Rotation der Erde um ihre Achse einen höchst bemerkenswerten Einfluss. Wir bezeichnen die Richtungen der Luftströmungen nach dem Winkel, den dieselben mit den Meridianen machen. Die in Bewegung befindliche Luftmasse sucht vermöge der Trägheit ihre einmal angenommene absolute Bewegungsrichtung beizubehalten, und somit in jenem größten Kreis der Erdkugel zu bleiben, der durch ihre anfängliche Bahnrichtung geht. Die Richtungen der Meridiane jedoch verschieben sich gegen diese konstante Richtung in Folge der Rotationsbewegung, und auf die Meridiane bezogen scheint sich deshalb die Richtung einer konstanten Bewegung beständig zu ändern, sie dreht sich nach rechts (im Sinne der Bewegung) auf der nördlichen und nach links auf der südlichen Hemisphäre. Nur am Äquator bleibt die Richtung jedes Erdmeridians (sie ist gegeben durch die Tangente an dem Meridian) während der täglichen Rotation mit sich selbst parallel, an den Polen dreht sie sich im Laufe eines Tages um volle 360°, in jeder zwischenliegenden Breite um 360°, multipliciert mit dem Sinus der geographischen Breite. **Foucault's** Pendel-Versuch machte diese tägliche Drehung der Meridiane direkt ersichtlich durch die **scheinbare** Drehung der Schwingungsebene eines Pendels, die in der That eine im Raume konstante Lage beibehält. Alle Luftströmungen werden also auf die Meridiane (oder auf die sich drehende Erdoberfläche überhaupt) bezogen, durch die Rotation der Erde abgelenkt, nach rechts auf der nördlichen, nach links auf der südlichen Hemisphäre. Die Größe der Ablenkung ist proportional dem Sinus der geographischen Breite, gleich null am Äquator und zunehmend mit den höheren Breiten. Dadurch werden alle polwärts gerichteten Strömungen zu westlichen, alle nach niedrigeren Breiten ziehenden zu östlichen Strömungen, und die Ablenkung nach Ost und West wächst mit zunehmender Breite.

Die unteren Luftströmungen zwischen 0° und 30° (Figur 42) erscheinen deshalb als nordöstliche Winde auf der nördlichen und als südöstliche Winde auf der südlichen Hemisphäre. Es sind dies die sogenannten

Passate (beständige Winde «*trade-winds*» der Engländer). Die oberen Strömungen der Tropenzone sowie die polwärts gerichteten Strömungen der höheren Breiten werden zu westlichen Winden (SW auf der nördlichen, NW auf der südlichen Hemisphäre). Für die westliche Richtung der Luftbewegung über den Passaten außerhalb der Äquatorialzone haben wir direkte Beweise. Schon mehrmals ist die in große Höhen hinauf geschleuderte Asche von Vulkanen der Tropenzone gegen die Richtung des Passates nach Osten fortgeführt worden. Man beobachtet ferner in den höheren Schichten der Atmosphäre Wölkchen, welche gegen den unten herrschenden Passat ziehen, und auf hohen Bergen kann man sogar den oberen Westwind direkt spüren. So herrscht auf dem Gipfel des 3700 Meter hohen Pic von Tenerifa ein beständiger Westwind, auch im Sommer, wo unten der NO-Passat konstant weht. Die Figur 43 zeigt die beiden übereinander gelagerten Strömungen in der Gegend der

Fig. 43.



Querschnitt S-N durch den Pik von Teneriffa und seine Sommer-Atmosphäre.

Kanaren (28° N. Br.) im Sommer. Der Passat reicht bis zu 9000 englische Fuß = 2700 Meter, dann folgt eine neutrale Zwischenzone, und über 3000 Meter herrscht der SW. Die höheren Wolken ziehen mit dem SW, der Passat dagegen bildet auf der N-Seite der hohen Inseln beim Emporsteigen an denselben eine Wolkenschichte in der Höhe von etwa 600 Meter. Ähnliche Beobachtungen hat man auf der Insel Hawaii (19° N) gemacht. Der Passat reicht bis etwa 2500 oder 3000 Meter, dann folgt eine ruhige Zwischenschicht, auf den Gipfeln der über 4000 Meter hohen Vulkane (Mauna Loa und Mauna Kea) herrscht SW und W. Auch die Passatwolken zeigen das gleiche Verhalten wie auf Tenerifa.

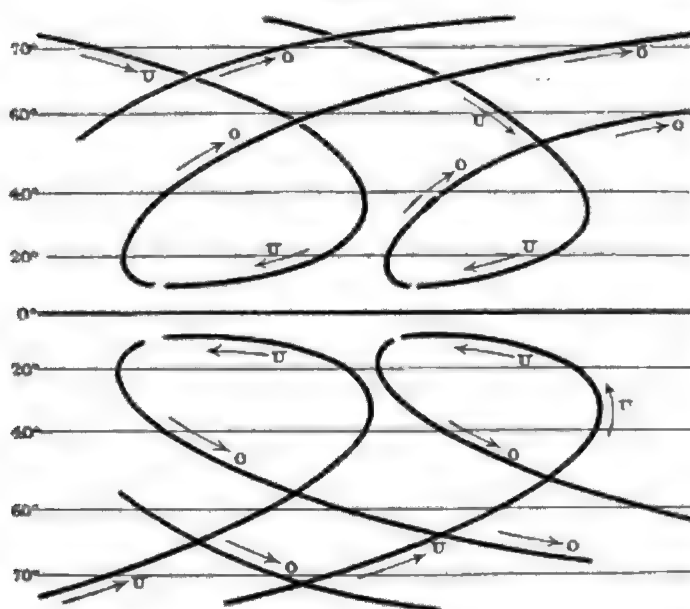
Auch in den gemäßigten Breiten nimmt die Tendenz zu westlichen Winden mit der Höhe zu, und die höchsten dünnen weißen Wolkenschichten *(Cirrus)* ziehen vorherrschend aus Westen.

Die in Figur 42 dargestellte atmosphärische Cirkulation bedarf aber jedenfalls, wie man gleich bemerken wird, einer Ergänzung. Sie stellt nur den Kreislauf in den Tropen und in den höchsten Luftschichten der gemäßigten Zonen dar, die rückkehrenden Strömungen daselbst nicht.

Denn die jenseits des 30. Breitengrades (circa) nach dem Pol hin abfließenden Luftmassen müssen doch auf irgend einem Wege wieder gegen den Äquator zurückgeführt werden. Die Frage, wo diese rückkehrenden Strömungen zu finden sind, ist die schwierigste in dem ganzen Problem der atmosphärischen Cirkulation zwischen Äquator und Pol.

James Thomson war der erste (1857), der zwischen den untersten und den obersten südwestlichen Strömungen (auf der nördlichen Halbkugel) eine mittlere nordwestliche, also wieder gegen den Äquator gerichtete Strömung angenommen hat. Aber Wm. Ferrel war es (1858), der unabhängig von Thomson diese Strömung als eine notwendige Konsequenz der mathematischen Theorie der atmosphärischen Cirkulation nachgewiesen hat. Eine allgemeine von den Grundgleichungen der Hydrodynamik ausgehende elegante mathematische Behandlung des Problems der allgemeinen Cirkulation der Atmosphäre hat Oberbeck (1888) im wesentlichen zu denselben Resultaten geführt. Die mathematische Theorie, die natürlich nur unter gewissen einfachen Annahmen durchgeführt werden kann, ergibt unten nordwestliche Strömungen vom Pol bis gegen 35°, wo sie umbiegen und in NO-liche (Passate) übergehen; im Äquatorialgebiete herrschen Ostwinde bis zu den größten Höhen, die dann in SO-Winde und endlich in den südwestlichen Antipassat übergehen*), welche die Luft wieder zum Pol zurückführen.

Fig. 44.



Die obige Figur 44 zeigt schematisch die von Oberbeck berechneten Strömungslinien. Der Buchstabe *U* bezeichnet die unteren, *O* die höheren Strömungen in den außertropischen Breiten.

Die Theorie ergibt also in der Nähe des Äquators (im Kalmengürtel) unten Windstille oben bis zu den größten Höhen der Atmosphäre Ostwind. Eine Bestätigung für dieses Resultat lieferte die Verbreitung des vulkanischen Rauches und der Dämpfe, die bei dem Ausbruche des Krakatau (6° S. Br.) im Jahr 1883 (Mai, August) bis zu Höhen von mindestens 30.000 Meter in die Atmosphäre hinauf geführt wurden. Dieselben verbreiteten sich innerhalb des Äquatorial-Gürtels mit einer mittleren Geschwindigkeit von circa 40 Meter pro Sekunde von Ost nach West um

*) Wir sprechen der Einfachheit halber immer von den Verhältnissen auf der nördlichen Hemisphäre.

die ganze Erde herum, um dann erst viel später mit den seitlich in die beiden Hemisphären abfließenden oberen Strömungen sich auch über die gemäßigten Zonen beider Hemisphären auszubreiten, wo sie zu den prachtvollen Dämmerungserscheinungen Veranlassung gaben*) (Spätherbst 1883 und Winter 1883—84). Pernter hat es auf Grund der von Oberbeck aufgestellten Formeln plausibel gemacht, dass etwa unter 4° N und S vom Äquator das Abfließen der Luft gegen die Pole hin beginnt, in Form von ostsüdöstlichen Strömungen. Die Zugrichtung der Wolken zu beiden Seiten des Kalmengürtels stimmt auch damit überein. Dieser obere SO geht dann allmählich in S und dann in SW (N und NW auf der südlichen Halbkugel) über, also in den richtigen sogenannten oberen Passat. Der Antipassat der nördlichen Halbkugel schwingt sich (nach den Wolkenbeobachtungen) rasch nach rechts herum aus einem SO zu einem SW, weil er (wegen der durchschnittlich nördlichen Lage des Kalmengürtels) den größten Teil des Jahres hindurch fern genug vom Äquator liegt, um der ablenkenden Kraft der Erdrotation zu unterliegen, die ja mit dem Sinus der geographischen Breite wächst. Der Antipassat der Südhemisphäre behält dagegen seine Richtung aus NO über mehrere Breitengrade, weil er in seinen Anfängen nahe am Äquator liegt, wo die ablenkende Kraft null oder noch sehr gering ist. Erst bei 6° Südbreite ergeben die Wolkenbeobachtungen einen NW über den unteren SO-Passat.

In den außertropischen Breiten verlangt die Theorie einen oberen gegen den Pol hingerichteten SW (NW auf der südlichen Halbkugel) und eine unterhalb desselben erfolgende Rückströmung gegen den Äquator einen NW (SW auf der südlichen Halbkugel). Die Beobachtungen stehen nun zwar mit einer obersten als SW oder WSW gegen den Pol hin abfließenden Luftbewegung durchaus nicht im Widerspruch; in den untersten, der Beobachtung direkt zugänglichen Luftschichten finden wir aber gleichfalls WSW und SW-Winde, die auch gegen den Pol gerichtet sind. Wir müssen also, um der Theorie gerecht zu werden, in den außertropischen Breiten in vertikaler Aufeinanderfolge von unten nach oben drei verschiedene Luftströmungen annehmen: zu unterst der Beobachtung entsprechend WSW gegen den Pol gerichtet, darüber nach der Theorie NW oder WNW, die gegen den Äquator gerichtete Rückströmung, und zu oberst in den höchsten Schichten wieder einen WSW, wie dies auch unserer Fig. 42 entspricht. Haben wir aber auch Anhaltspunkte für die von der Theorie verlangte Rückströmung in den mittleren Schichten und wie können wir uns dieselbe einfach zurechtlegen?

Nun wird in der That die Existenz einer vorherrschenden nordwestlichen Luftströmung in der oberen Wolkenregion durch die Beobachtungen namentlich für den Winter bestätigt. Die Aufzeichnungen über den Zug der Federwolken (*Cirrus*) zeigen, dass in den Höhen zwischen 7—10 Kilometer über West-Europa und dem östlichen Nord-Amerika im Herbst,

*) Auch die Cirrusbeobachtungen ergaben Abercromby einen Ostwind in großen Höhen der Äquatorialregion.

Winter und Frühling WNW bis NW-Winde vorherrschen. Auch in Hongkong ziehen die *Cirri* aus NW.

Wie können wir aber bei dem allgemeinen gegen den Pol gerichteten Gefälle in der Atmosphäre uns einen rückkehrenden NW erklären? Würde die Erde nicht rotieren, so würden wir an den Polen einen hohen Luftdruck haben, und das Zurückfließen der Luft gegen den Äquator würde selbstverständlich erscheinen. Durch die Rotation der Erde werden aber die vom Äquator in der Höhe abfließenden Luftströmungen nach rechts (nördliche Halbkugel) abgelenkt und bilden einen großen Wirbel um den Pol, dessen Rotationsgeschwindigkeit gegen die höheren Breiten hin sehr rasch wachsen muss, da die Luft nicht bloß in Gegenden mit geringerer Rotationsgeschwindigkeit kommt, sondern auch der Rotationsachse sich nähert. Die Geschwindigkeit wächst deshalb im selben Verhältnis, in welchem der Radius der Parallelkreise kleiner wird.*)

Die in diesem Luftwirbel um den Pol sich entwickelnde Centrifugalkraft ist nun die Ursache der Luftdruckabnahme im Centrum des Wirbels, also des niedrigen Luftdruckes am Pole. So wird der hohe Druck, der daselbst an der Erdoberfläche herrschen müsste, wenn keine Wirbelbildung mit dem Zuströmen der Luft verbunden wäre, in niedrigen Druck verwandelt. Derselbe ist also durch den Bewegungszustand selbst bedingt, und es entsteht ein u n t e r e s dynamisch bedingtes Gefälle (Gradient) gegen den Pol hin. Diese Folgeerscheinung der einmal eingeleiteten Cirkulationsströmungen auf der rotierenden Erde kann aber selbstverständlich nicht soweit gehen (als Folge der gesteigerten Centrifugalkraft), das Zufließen der Luft gegen den Pol in den oberen Schichten, so wie

---

*) Nehmen wir an, die vom Äquator in der Höhe abfließende Luftmasse erreiche, dem Gefälle in den oberen Schichten der Atmosphäre gegen den Pol hin folgend, in Continuo den 60. Breitegrad, ohne durch Reibung etc. an ihrer Bewegungsgröße einzubüßen, so hat sie auch daselbst die am Äquator herrschende Rotationsgeschwindigkeit von 456 Meter pro Sekunde bewahrt. Da der 60. Parallelkreis nur einen Umfang von $R \cos \varphi$ hat, wenn R den Erdhalbmesser am Äquator, so ist die Rotationsgeschwindigkeit daselbst nur $465 \cos \varphi = 232.5$ Meter, und die vom Äquator in diesem Parallel ankommende Luftmasse würde aus diesem Grunde allein eine nach Ost gerichtete Geschwindigkeit von $465 - 232.5 = 232.5$ Meter erreichen können. Da aber der Radius dieses Paralleles r ist (der Wirbelring zieht sich vom Halbmesser R auf den Halbmesser r zusammen), so nimmt nach den Gesetzen der Centralbewegung die Geschwindigkeit zu im Verhältnis von $R : r$, d. i. $R : R \cos \varphi$, d. i. $1 : \cos \varphi$. Für $\varphi = 60$ Grad ist dieses Verhältnis 2. Die Luftmasse hat daher unter dem 60. Breitegrad eine östliche Rotationsgeschwindigkeit von 930 Meter und da daselbst nur eine solche von 232.5 herrscht, so würde selbe eine relative östliche Geschwindigkeit von 697 Meter erreichen, also in den höheren Schichten ein Westwind von dieser Stärke herrschen können. Man sieht, dass durch das Abfließen der Luftmassen vom Äquator zum Pol auf der rotierenden Erde Westwinde von außerordentlich großer Geschwindigkeit entstehen können, somit den Pol umkreisende Wirbel von sehr großer Intensität. In Wirklichkeit werden allerdings derartig große Geschwindigkeiten nicht erreicht, wegen der Reibung der Luftmassen und namentlich wegen deren Mischung mit den unteren schwächer bewegten Luftmassen, die fortwährend in Form von Wirbelbildungen vor sich geht. Die von Dr. O. J e s s e untersuchten leuchtenden Nachtwolken haben aber doch in 80 Kilometer Höhe Geschwindigkeiten von 100—300 Meter pro Sekunde gezeigt.

das Rückfließen derselben in tieferen Schichten aufzuheben. Die Möglichkeit des letzteren ergibt sich aus folgender Überlegung.

Der sich um den Pol bildende Wirbelring bedingt durch die Hemmung des Abfließens der Luft die subtropischen Zonen hohen Druckes und einen viel steileren oberen Gradienten (Gefälle) gegen den Pol, als er durch die Temperaturverteilung allein bedingt werden könnte. Die Steilheit dieses Gradienten (Gefälles) ist in den höchsten, am stärksten bewegten Schichten am größten und wird geringer in den unteren Schichten. Wenn nun die Luftmassen mit der diesen oberen steilen Gradienten entsprechenden Geschwindigkeit und großen Centrifugalkraft in höheren Breiten in tiefere Schichten mit schwächeren Gradienten herabkommen, so ist die ihnen innewohnende Centrifugalkraft im Stande, sie gegen die unteren schwächeren Gradienten, nach den Äquator hin wieder abfließen zu lassen. Das daselbst vorhandene Gefälle der Flächen gleichen Druckes gegen den Pol hin ist für sie ebenso wenig vorhanden, wie z. B. für das Meerwasser ein Gefälle vom Äquator zum Pol, obgleich das Meer am Äquator höher steht (weiter vom Erdmittelpunkte entfernt ist) als am Pol. So wie die Rotationsgeschwindigkeit der Erde sich verringern würde, würde sogleich das Wasser vom Äquator gegen die Pole hin zum Teil abfließen, umgekehrt aber bei zunehmender Rotationsgeschwindigkeit würde das Wasser gegen den Äquator hinströmen. Denken wir uns eine Wassermasse in höheren Breiten mit größerer Rotationsgeschwindigkeit begabt, so würde dieselbe desgleichen die Tendenz haben, gegen den Äquator «hinaufzufließen». Im gleichen Falle befinden sich die mit größerer Rotationsgeschwindigkeit begabten höheren Luftschichten, wenn sie der allgemeinen Cirkulationsströmung folgend in höheren Breiten gegen die Erdoberfläche herabkommen. Für sie existiert in diesen tieferen Schichten ein Gefälle gegen den Äquator und so schließt sich der allgemeine atmosphärische Kreislauf.

Aber wie kommt es nun, dass wir diese rückfließenden unteren Luftströmungen nicht auch an der Erdoberfläche beobachten? Das rührt daher, dass, sowie die rasch bewegte Luft in den untersten Schichten durch Reibung oder Mischung mit von unten aufsteigender Luft an Geschwindigkeit verliert, sie der Wirkung des gegen den Pol gerichteten Gradienten verfällt und demselben folgen muss. Nur durch die große Rotationsgeschwindigkeit ist ja die untere Rückströmung, wie wir eben auseinandergesetzt haben, im stande, gegen den sekundär bedingten unteren Gradienten, der nach dem Pol hin gerichtet ist, zum Äquator hin abzufließen. So wie sie diese zu große Rotationsgeschwindigkeit einbüßt, ist sie dazu nicht mehr befähigt, und sie wird gezwungen als unterste WSW-Strömung gegen das Centrum des großen Wirbelringes einzufließen. So erklären sich die allgemeinen südwestlichen Luftströmungen in den unteren Schichten. Die anfänglich so paradox klingende Annahme von drei in vertikaler Richtung in den höheren Breiten sich folgenden Strömungen (WSW zu unterst von relativ geringer Tiefe, dann NW und endlich SW als Haupt-

ströme), von denen die unterste und höchste gleich gerichtet sind, während die mittlere dieselben beiläufig unter rechtem Winkel kreuzt, ergibt sich demnach bei eingehender Überlegung als ganz folgerichtige Konsequenz aus den bei der atmosphärischen Cirkulation ins Spiel tretenden Kräften, und das Ergebnis der mathematischen Analyse wird uns so verständlich.

Kehren wir nun zurück zu den auf der Erdoberfläche herrschenden Wind-Verhältnissen, die man mittelst der Beobachtungen hat feststellen können.

Der schmale Gürtel von veränderlicher Breite zwischen den beiden Passaten heißt der Kalmengürtel des Äquators (Doldrum), weil hier Windstillen oder schwache variable Winde herrschen. Die Zonen hohen Luftdruckes zwischen 30° und 40° Breite, welche aber nicht gleichförmig um die Erde herumlaufen (siehe die beiden Karten der Isobaren und Winde), sind auf dem Meere ebenfalls durch veränderliche schwache Winde und Stillen charakterisiert und heißen die «Rossbreiten».

Da der Erdgürtel der höchsten Erwärmung mit den Jahreszeiten eine Verschiebung erfährt, indem er in unserem Sommer nach Norden, in unserem Winter nach Süden wandert, so verschieben sich auch zugleich mit ihm der Kalmengürtel, der Gürtel der Windstillen mit aufsteigender Bewegung der Luft, und ebenso die breiten Passatgürtel auf beiden Hemisphären. Die Zone der größten mittleren Erwärmung und des niedrigen Luftdruckes, welcher den Kalmengürtel charakterisiert, verschiebt sich über den Meeren aber nur um wenige Grade. Denn es ist für sie nicht die an der Erdoberfläche beobachtende höchste Temperatur zunächst maßgebend, sondern die mittlere Temperatur der ganzen Luftsäule, welche in viel geringerem Maße den Temperatur-Änderungen auf der Erdoberfläche folgt. Sie hält sich auf dem atlantischen und Stillen Ocean immer nördlich vom Äquator. Auf dem atlantischen und dem Stillen Ocean sind in den extremen Jahreszeiten, welche auf den Oceanen durch März und September repräsentiert werden, die Passatgrenzen durchschnittlich die folgenden.

	Atlantischer Ocean		Stiller Ocean	
	März	September	März	September
NO-Passat	26° N bis 3° N	35° N bis 11° N	25° N bis 5° N	30° N bis 10° N
Kalmen	3° » Äq.	11 » 3° N	5° N » 3° N	10° N » 7° N
SO-Passat	Äq. » 25° S	3° N » 25° S	3° N » 28° S	7° N » 20° S.

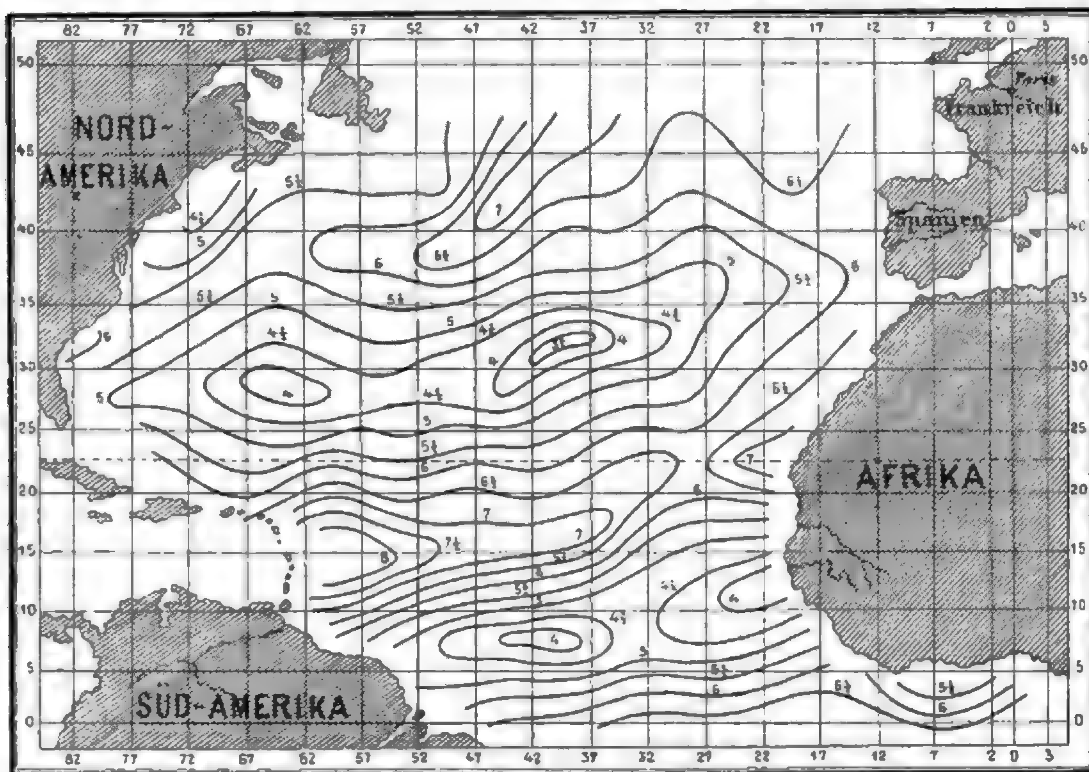
Auf dem atlantischen Ocean überschreitet der SO-Passat den Äquator im Sommer der Nördlichen Hemisphäre, auf dem pacifischen Ocean das ganze Jahr hindurch. In thermischer Beziehung wie inbezug auf das Windsystem ist demnach nicht der Äquator, sondern etwa 5° Nordbreite die Scheidelinie der beiden Hemisphären.

Man kann im Mittel die Passatzone auf dem nordatlantischen Ocean bis zum 30. Breitengrad reichend annehmen. Im Sommer reicht sie im

westlichen Teile bis 32° Nordbreite (Bermudas-Inseln), im östlichen sogar bis zu den Azoren unter 39° N. Br.

Nach den Windverhältnissen kann man daher jede Hemisphäre in 3 Zonen einteilen, 1. eine schmale mittlere Zone, die der Kalmen- und veränderlichen Winde, die in der Breite von einigen Graden um den Äquator herum liegt. 2. Die Passat-Zone, von der ein Teil beständig derselben angehört (auf dem nördlichen atlantischen Ocean liegt derselbe zwischen 26° und 11° Breite), während ein anderer Teil nur zeitweilig, im Sommer, in den Passatgürtel aufgenommen wird (im nördlichen atlantischen Ocean von 26° N. Br. bis zu 39° N. Br. reichend, die sogenannte

Fig. 45.



Isanemonen des Sommers nach Brault.

subtropische Zone), und endlich 3. die Zone von der äußersten Polargrenze des Passates bis zum Pol, das Gebiet der vorherrschenden Westwinde, das später noch näher charakterisiert werden wird.

Die Fig. 45 zeigt die Verteilung der mittleren Stärke der Luftströmungen über dem nordatlantischen Ocean im Sommer. Die mittlere Windgeschwindigkeit ist in Meter pro Sekunde angegeben. Wir finden auf der Karte zwei Zonen kleinster Windstärke, die eine fällt zwischen 5° und 10° N. Br., etwas schräg von Süd-Amerika nach Nord-Afrika hinauf verlaufend; sie entspricht der äquatorialen Kalmenzone, welche um diese Jahreszeit die nördlichste Lage einnimmt. Nach Süden wie nach Norden, in die Passat-Regionen hinein, nimmt die Windstärke zu, für den

mittleren Gürtel des NE-Passats finden wir hier eine mittlere Geschwindigkeit von 6—8 Meter pro Sekunde angegeben. Dann folgt zwischen 25° und 35° N. Br. ein zweites Gebiet geringer Windstärke, welches den oben erwähnten «Rossbreiten» entspricht; die Area höchsten Luftdruckes (nördlich von 30° N zwischen 30° und 45° W. L.) hat die schwächsten Winde. Nach Norden in das Gebiet der vorherrschenden SW-Winde hinein nimmt die Windstärke wieder zu bis zu 7 Meter unter 45°. In höheren Breiten und namentlich im Winter haben die Westwinde eine viel größere Geschwindigkeit als die Passate.

Wäre der Tropengürtel der Erde ganz mit Wasser bedeckt, so würden Kalmengürtel und Passatgürtel mit großer Regelmäßigkeit und in ziemlich parallelen Zonen um die ganze Erde herumreichen. Die Kontinente aber, die sich im Sommer stark erhitzen und über denen deshalb in der Höhe die Luft abfließt, wodurch unten der Luftdruck sinkt und die Luft der Umgebung herbeigezogen wird, stören die Kontinuität der Passatzonen.

Betrachten wir auf unserer Isothermenkarte des Juli die Umgebungen des nördlichen indischen Oceans. Kein anderes der großen Meeresbecken ist so von Landmassen umschlossen, und nirgends entfernt sich die Region der größten Erwärmung so weit vom Äquator. Die über Arabien, Persien, Vorderindien ungewöhnlich gesteigerte Hitze und die große Erwärmung der ungeheueren Landmasse von Asien überhaupt, erzeugen einen luftverdünnten Raum, von welchem die kühlere Luft der umgebenden Meere angezogen wird. Beweis für die Auflockerung der Luft über Asien im Sommer ist der Barometerstand, welcher in Calcutta vom December zum Juli um 12.5 Millimeter, in Peking sogar um nahezu 20 Millimeter sinkt. Der Passatgürtel erleidet dadurch im Sommer eine Unterbrechung, die Luft strömt von Süden her nach Asien hinein und wird, da sie nach höheren Breiten fließt, ein westlicher Wind. Wir treffen darum vom Mai bis September im ganzen indischen Ocean nördlich vom Äquator an den Küsten von Arabien, Persien, über ganz Ostindien bis zum Himalaja einen Südwestwind, den sogenannten SW-Monsun.*) Im südlichen China ist die Richtung des Monsunwindes mehr südlich, im nördlichen China mehr östlich, weil dort der Anziehungspunkt für die Luftmassen im Westen liegt. Dieser Süd- und Südost-Monsun der Ostküste Asiens weht über ganz China und Japan bis hinauf zur Amurmündung, greift also noch weit in die gemäßigte Zone ein. Weiter östlich (von 145° östlicher Länge Greenwich an) im großen Ocean draußen weht aber der NO-Passat wieder ungestört.

Im Winter aber, wenn umgekehrt die südliche Hemisphäre höher erwärmt ist, herrscht im nördlichen indischen Ocean und über Ostindien der reguläre NO-Passat, hier NO-Monsun genannt. Durch die Erwärmung

*) Örtlich erfährt dieser Monsun allerdings Ablenkungen, so namentlich im Ganges-Thal, wo er als SO auftritt, weil das Luftdruck-Minimum im NWesten Indiens liegt.


ISOBAREN UND WINDE IM JULI
reduciert auf Meeresspiegel und die Schwere zu 45 Parallel


ISOBAREN UND WINDE IM JANUAR
reduciert auf Meeresspiegel und die Schwere im 45 Parallel

des Festlandes von Australien wiederholt sich nun aber auf der südlichen Halbkugel in kleinerem Maßstabe die Entstehung eines Sommermonsuns aus NW, der vom Äquator über die Sunda-Inseln nach Australien hinzieht. Dieser NW-Monsun überweht Nord-Australien bis etwa 18° S. Br. vom November bis Februar; vom März bis October hingegen herrscht der reguläre SO-Passat. Um die Zeiten des Monsunwechsels, in den Monaten April und October, treten im indischen Ocean und den chinesischen Meeren zuweilen heftige Wirbelstürme ein, in den chinesischen Meere Teifune genannt.

Der Name Monsun wird abgeleitet aus dem arabischen Mausim, Jahreszeit, und bezeichnet einen mit der Jahreszeit wechselnden Wind. Schon die Griechen wurden durch den Heereszug Alexanders des Großen nach Ostindien mit dem Monsunwechsel bekannt. Die Benützung desselben zur Schiffahrt nach und von Indien vom roten und arabischen Meere aus wird auf Hippalus, zur Zeit der Ptolomäer, zurückgeführt.

Im südlichen indischen Ocean von 10° bis 30° S. Br. zwischen Madagaskar und Australien herrscht der SO-Passat ungestört das ganze Jahr hindurch.

Ober-Guinea erzeugt vom Juni bis September, also wenn Nord-Afrika stark erhitzt ist, auch eine Art Monsun, indem es den auf dem Meere regelmäßig wehenden SO-Passat in der Nähe der Küste ablenkt, so dass SW und WSW-Winde dann bis zu den Kapverdischen Inseln hinaufwehen. Zwischen dem abgelenkten und dem ungestörten Passat entsteht eine windstille Gegend, die von den Seefahrern der häufigen Gewitter wegen die «Regen- oder Donner-See» genannt wird.

Um die vorherrschenden Winde der außertropischen Breiten zu verstehen, müssen wir specieller die Verteilung des Luftdruckes in den extremen Jahreszeiten ins Auge fassen. Dazu dienen die beiden Karten der Verteilung des Luftdruckes und der vorherrschenden Winde. Die eine stellt die Verteilung des Luftdruckes im Januar, die andere in der entgegengesetzten Jahreszeit im Juli dar und zwar durch Linien gleichen Luftdruckes, durch sogenannte Isobaren. Zu diesem Zwecke sind die Januar- und Juli-Mittel des Luftdruckes für alle Stationen, die nicht schon im Meeresniveau liegen, auf dasselbe reduciert worden, so dass die Karten die Luftdruckverteilung so darstellen, wie diese sein würde, wenn die Festländer bis zum Meeresniveau erniedrigt worden wären.*)

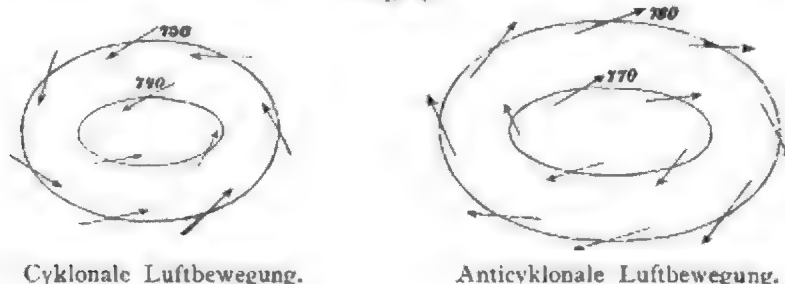
*) Man kann sich hiezu der Anleitung auf S. 152 bedienen. Der mittlere Luftdruck des Januar in Wien in 202.5 Meter Seehöhe ist 746.1 Millimeter, Temperatur — 1.4 Grad; im Meeresniveau können wir mit hinlänglicher Genauigkeit die Temperatur um: 2 Hektometer × 0.5 Grad = 1 Grad höher annehmen, also zu — 0.4, mittlere Temperatur, somit — 0.9 Grad. Als Luftdruck setzt man vorläufig unten 760. Dies gibt als mittleren Luftdruck 753 und 8000 : 753 = 10.63 als barometrische Höhenstufe bei 0 Grad. Die Höhenstufe bei — 0.9 Grad ist dann 10.63 (1 — 0.0036) = 10.63 × 0.9964 = 10.59. Die Reduktion aufs Meeresniveau ist also 202.5 : 10.6 = 19.1, somit der mittlere Luftdruck im Meeresniveau in der Gegend von Wien = 746.1 + 19.1 = 765.2 Millimeter. Die genaueste Rechnung liefert 765.3. Die abgekürzte Rechnung genügt also vollkommen.

Im Januar, dem strengsten Wintermonat für die nördliche Hemisphäre, sehen wir, außer dem schon erwähnten Gürtel hohen Luftdruckes um den 30. Breitegrad herum, in höheren Breiten noch zwei inselförmige Räume besonders hohen Luftdruckes auftreten, und zwar über den beiden Kontinenten der alten und neuen Welt. Am höchsten steigert sich der Luftdruck auf dem größten Kontinent, wo er in Ostsibirien östlich vom Baikal-See circa 776 Millimeter erreicht. Hingegen finden sich über den nördlicheren Teilen des atlantischen wie des großen Oceans Gebiete sehr niedrigen Luftdruckes. Südwestlich von Island sinkt derselbe bis auf 746 Millimeter. In derselben geographischen Breite treffen wir also eine mittlere Luftdruckdifferenz von 30 Millimeter zwischen Kontinent und Ocean. In der südlichen Hemisphäre, welche eben Sommer hat, sehen wir dagegen über den Kontinenten die Gebiete niedrigsten Luftdruckes sich einstellen. Noch deutlicher tritt dieses Verhältnis im Sommer der nördlichen Hemisphäre auf deren großen Kontinenten hervor. Im Innern Asiens, wo der Luftdruck im Winter so hoch war, sinkt er im Sommer auf 750—748 Millimeter, das ist dann der niedrigste Luftdruck auf der ganzen Hemisphäre, ein geringeres Minimum findet sich im Innern Nord-Amerikas. Die Gebiete niedrigen Luftdruckes über den Oceanen sind dagegen verschwunden. Vergleicht man die Karten der Isobaren mit jenen der Isothermen, so erkennt man, dass im allgemeinen die Gebiete positiver Temperatur-Anomalie (siehe Seite 142) stets Gebiete niedrigen Luftdruckes sind, die Gebiete negativer Anomalie hingegen solche hohen Druckes an der Erdoberfläche. Über den ersteren fließt die Luft in der Höhe ab und sammelt sich über den letzteren, daselbst den Luftdruck steigernd. Die Kontinente wie die Meere werden so Centren für die Luftcirkulation, für die vertikalen, wie für die horizontalen Kreisläufe. Im Winter strömt unten die Luft von den Kontinenten aus den Meeren zu, in der Höhe umgekehrt von den Meeren gegen die Kontinente hin; im Sommer verhält es sich umgekehrt.

Die Richtung dieser Strömungen wird specieller durch folgende zwei Momente bestimmt: Erstlich fließt die Luft stets von dem Orte höheren zum Orte niedrigeren Luftdruckes hin, zweitens wird sie dabei durch die Erdrotation auf der nördlichen Hemisphäre nach rechts abgelenkt, so dass sie nicht direkt dem Orte niedrigsten Druckes zufließen kann, sondern denselben zur Linken lassen muss. Dadurch entsteht eine Art drehender Bewegung der Luftmassen um den Ort eines niedrigen Luftdruckes, und zwar von rechts nach links, entgegengesetzt dem Zeiger einer Uhr. (Cyklonale Luftbewegung). Die von einer Region hohen Barometerstandes abfließende Luft unterliegt gleichfalls der Ablenkung nach rechts (auf der nördlichen Hemisphäre); weil aber hier die Bewegung vom Centrum des hohen Druckes ausgeht, drehen sich die Luftmassen von links nach rechts, wie der Zeiger einer Uhr. (Anticyklonale Bewegung.) Folgende zwei Figuren 46 stellen diesen Vorgang schematisch durch Isobaren und Windpfeile dar.

In beiden Fällen liegt die Richtung niedrigeren Druckes zur Linken des Windes, und bei geringer Reibung wie

Fig. 46.



Cyklonale Luftbewegung. Anticyklonale Luftbewegung.

in den größeren Höhen der Atmosphäre steht die Windrichtung sogar nahezu senkrecht auf der den Beobachtungsort *A* mit dem Orte kleinsten Druckes verbindenden Geraden, **so dass ein Beobachter, der dem Winde den Rücken kehrt, das Minimum zur Linken hat.** (Fig. 47.*)

Fig. 47.



Diese Sätze, welche durch die Beobachtungen vollkommen bestätigt werden, genügen, um aus der mittleren Luftdruck-Verteilung die vorherrschenden Winde ableiten zu können; umgekehrt kann man aus den beobachteten Winden mit großer Sicherheit auf die unbekannte Luftdruck-Verteilung schließen. Sie finden natürlich auch auf die vorhin geschilderten Windsysteme der Tropen Anwendung, da aber in den Tropen die Luft beiderseits gegen eine mittlere Zone niedrigen Luftdrucks fließt, sind die Verhältnisse daselbst viel einfacher und schon vor Erkenntnis des erörterten Windgesetzes richtig aufgefasst worden**), während zum

*) Diese Regeln sind zuerst von Coffin und Ferrel in Amerika erkannt worden, später von Buys Ballot in Utrecht, der sie aber zugleich in der Praxis zur Vorausbestimmung der Windrichtung angewendet hat. Man nennt dieses Windgesetz daher oft das Gesetz von Buys Ballot.

**) Halley hat zuerst (1687) die Ursache der Passate in der Temperatur-Differenz zwischen dem äquatorialen Gürtel und den höheren Breiten erkannt, Hadley (1735) hat die Richtung derselben durch den Einfluss der Erdrotation erklärt, d. i. aus der verschiedenen Geschwindigkeit, mit welcher sich die Punkte in verschiedenen Breitengraden bei der täglichen Rotation der Erde bewegen. Dieses unvollständige Princip ist später von Dove auch auf die Ablenkung der Winde in den höheren Breiten angewendet worden. Erst Foucault's Pendelversuch (1850) aber gab Gelegenheit, den Einfluss der Erdrotation genauer zu erörtern und man erkannte, dass die Ablenkung unabhängig von der Richtung der Bewegung ist, dass nicht, wie man früher glaubte, bloß Bewegungen im Sinne der Meridiane (N nach S oder umgekehrt) abgelenkt werden, sondern, dass horizontale Bewegungen von jeder beliebigen Richtung durch die Erdrotation die gleiche Ablenkung erfahren, die nur abhängig ist von der geographischen Breite und der Geschwindigkeit, mit der die Bewegung erfolgt. Ist ω die Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation, v die Geschwindigkeit des bewegten Körpers, φ die geographische Breite, so ist die Größe der Ablenkung pro Sekunde gegeben durch $2\,v\,\omega \sin\varphi$. Die Winkelgeschwindigkeit der Erde ist $2\,\pi : 86.164 = 0.0000729$, da die Rotationszeit der Erde 86164 Sekunden beträgt. Ist ein längs der Erdoberfläche bewegter Körper an eine bestimmte Bahn gebunden, so äußert sich diese ablenkende Kraft als ein Druck (auf der nördlichen Hemisphäre) nach rechts im Sinne der Bewegung, sie ist der gewöhnlichen Centrifugalkraft, welche bei krummliniger Bewegung auftritt, völlig analog.

Verständnis der Luftcirkulation um die Kontinente und Meere der höheren Breiten erst dieses Gesetz den Schlüssel geliefert hat.

Da Europa auf der rechten Seite des im Winter am stärksten entwickelten barometrischen Minimums und nördlich von einer Zone hohen Luftdruckes über dem atlantischen Oceane liegt, so hat es vorherrschend Süd- und Westwinde, die vom Ocean herüberkommen, also warm und feucht sind. Die Herrschaft der Westwinde erstreckt sich noch nach Westsibirien hinein bis gegen den Jenissei. Die Ostseite von Amerika (der nördliche Teil der Vereinigten Staaten, Canada und Labrador, dann Grönland) sowie die Ostseite von Asien liegen auf der linken Seite des atlantischen und pacifischen «Depressionsgebietes»*) und zur rechten Seite eines Gebietes hohen Luftdruckes, das im Innern des Landes Platz genommen hat. Sie stehen daher unter dem Einfluss vorwiegender N- und NW-Winde, welche aus dem Innern des Landes kommen, daher sehr kalt und trocken sind. Dies erklärt uns auf die natürlichste Weise den großen Temperatur-Gegensatz zwischen den Ostküsten von Amerika und Asien gegenüber den Westküsten von Europa und Nordamerika unter gleichen Breiten. Dazu kommt noch, dass die Meeresströmungen den gleichen Verlauf nehmen wie die vorherrschenden Winde, also das warme Wasser aus den niedrigen Breiten den Westküsten der höheren Breiten zugetrieben wird, während die kalten eisführenden Strömungen sich an die Ostküsten halten. Die folgende kleine Tabelle enthält die relative Häufigkeit der 8 Hauptwindrichtungen im Mittel des Winters, ausgedrückt in Procenten.

Mittlere Häufigkeit der Winde in Procenten. Winter.

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
West-Europa	6	8	9	11	13	**25**	17	11
Ost-Asien	12	7	6	4	4	9	24	**34**
Östl. Nord-Amerika	12	11	6	7	9	15	15	**25**
Westküste — Ostküste	—6	—1	+3	+6	+7	+13	—3	—19

Wir sehen also, wie es der Luftdruck-Verteilung entspricht, an den Westküsten die SE bis SW-Winde im Überschuss, an den Ostküsten aber die NW- bis NE-Winde.

Den Einfluss dieser vorherrschenden Winde auf die Temperatur-Verhältnisse kann man aus folgenden Zahlen erkennen, welche angeben, um wie viele Grade C. jede Windrichtung die Temperatur über den mittleren Wert erhöht (+) oder erniedrigt (—).

Thermische Windrosen für den Winter.

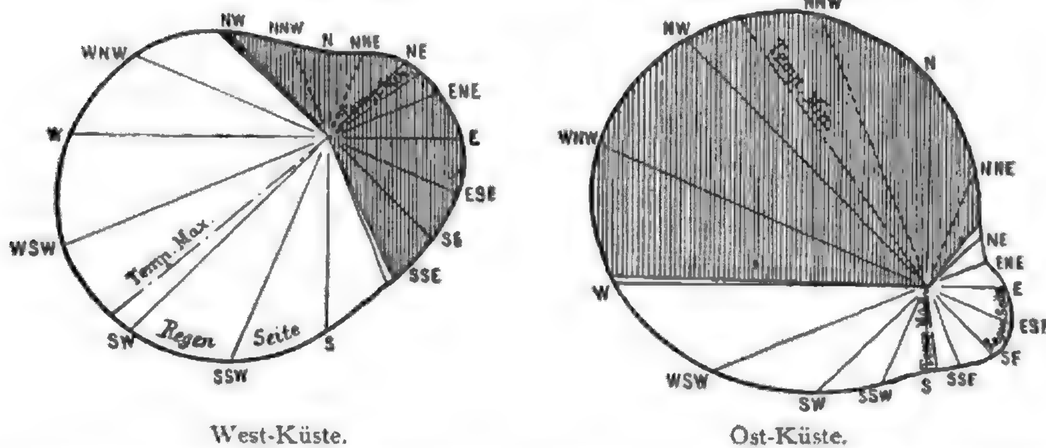
	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Mittel-Europa	—3.0	—3.9*	—3.2	+1.3	+1.3	**+3.1**	+2.4	—0.4
Ost-Asien u. Amerika	—2.4	+0.6	+3.6	+5.3	**+5.8**	+4.2	+0.6	—2.5*

In Ost-Asien und Ost-Amerika sind es die kalten Landwinde, welche vorherrschen, in Europa die warmen Seewinde. So kommt es, dass Nain

*) Wie man die Gebiete niedrigen Luftdruckes meist kurz nennt.

(57.2° N) in Labrador eine Januartemperatur von —20° C. hat, Aberdeen in Schottland unter gleicher Breite ein Januarmittel von 2.9°, Halifax (44.7° N) ein solches von —5.2°, Bordeaux unter gleicher Breite 5.6°, endlich New-York (40.7°) —1° und Neapel unter gleicher Breite 7.8°. Die kältesten Winter unter niedrigen Breiten findet man aber auf der Ostseite von Asien, wo die Januar-Isotherme von —10° bis zum 40. Breitegrad herabreicht und Wladiwostok (43° 9′), südlicher als Florenz, ein Januarmittel von —15.2° C. hat. Dies erklärt sich durch die außerordentliche (passatartige) Beständigkeit der kalten NW-Winde und ihre direkte Herkunft vom asiatischen Kältepol. Die Fig. 48 macht die Häufigkeit der Winde und deren Einfluss auf die Temperatur im Winter an den Westküsten und Ostküsten ersichtlich. Die Länge der Radien ist der Häufigkeit der Winde proportional und die schattierte Fläche umfasst die Häufigkeit jener Windrichtungen, welche die Temperatur e r n i e d r i g e n. Diese Fläche ist, wie

Fig. 48.



Häufigkeit und Temperatur der Winde im **Winter**. (Die schattierte Fläche entspricht den kalten Winden.)

man sieht, viel größer für die Ostküsten, als für die Westküsten. Die Richtung des wärmsten und des kältesten Windes, sowie die Regenseite der Windrose findet sich gleichfalls angegeben.

Im Juli haben für die Ostseiten der Kontinente total veränderte Verhältnisse Platz gegriffen. Die Westseite von Europa und Nord-Amerika hingegen haben vermöge der Lage zu dem atlantischen und pacifischen Luftdruck-Maximum, das zwischen 30 und 40° nördlicher Breite liegt, noch immer vorwiegend SW- und W-Winde, wenn auch infolge des im Osten (im Innern des Kontinents) entwickelten Luftdruck-Minimums sich jetzt häufigere NW-Winde einstellen als im Winter. Dies ist namentlich in Russland und Westsibirien der Fall, welche das innerasiatische Depressions-Gebiet zum östlichen Nachbar haben. In Ostasien so wie in den Vereinigten Staaten herrschen aber jetzt SW-, S- und SO-Winde (letztere namentlich in Texas) vor, weil sie das barometrische Minimum zur Linken haben. Es herrschen demnach feuchte und kühle Seewinde vor in denselben Gebieten, die im Winter konstant trockene und kalte Landwinde

hatten. Dadurch wird in den mittleren und höheren Breiten die Sommertemperatur herabgedrückt, und wir treffen hier ein Klima, das im Winter kontinentalen, im Sommer oceanischen Einflüssen unterliegt, deshalb in beiden Jahreszeiten eine Erniedrigung der Temperatur erleidet. Daher kann man mit Dove das Klima der Ostküsten ein gemischtes Klima nennen. Da hier die herrschenden Winde mit dem Wechsel der entgegengesetzten Jahreszeiten nach Richtung und physikalischen Eigenschaften einen ganz entgegengesetzten Charakter annehmen, so haben sie die größte Analogie mit den Monsunen des südlichen Asien, und es erstreckt sich dergestalt das Monsunklima auf der Ostseite von Asien bis gegen den 60. Breitengrad hinauf. Auch das Windsystem in den östlichen Vereinigten Staaten (namentlich Texas) hat einen Monsuncharakter, aber bei weitem nicht in so ausgeprägtem Maße, wie das von Ost-Asien.

Die folgende kleine Tabelle belegt durch Beobachtungs-Resultate das eben Gesagte.

Mittlere Häufigkeit der Winde in Procenten. Sommer.

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
West-Europa	9	8	7	7	10	**22**	21	17
Ost-Asien	7	9	17	**22**	16	10	9	10
Östliches Nord-Amerika	8	9	7	10	17	**23**	12	14

In Ost-Asien hat die herrschende Windrichtung total umgeschlagen von NW nach SE, in Nordamerika nur teilweise, indem die vorwiegende Windrichtung von NW nach SW zurückgegangen ist. Die Winde haben im Sommer keinen so großen Einfluss mehr auf die Temperatur wie im Winter; Seewinde sind jetzt kühl (feucht und trüb), Landwinde warm, weil trocken und die Insolation begünstigend. Die nachfolgenden Zahlen geben an, um wie viel Grade C. durch die betreffende Windrichtung die mittlere Temperatur erhöht oder erniedrigt wird.

Thermische Windrosen für den Sommer.

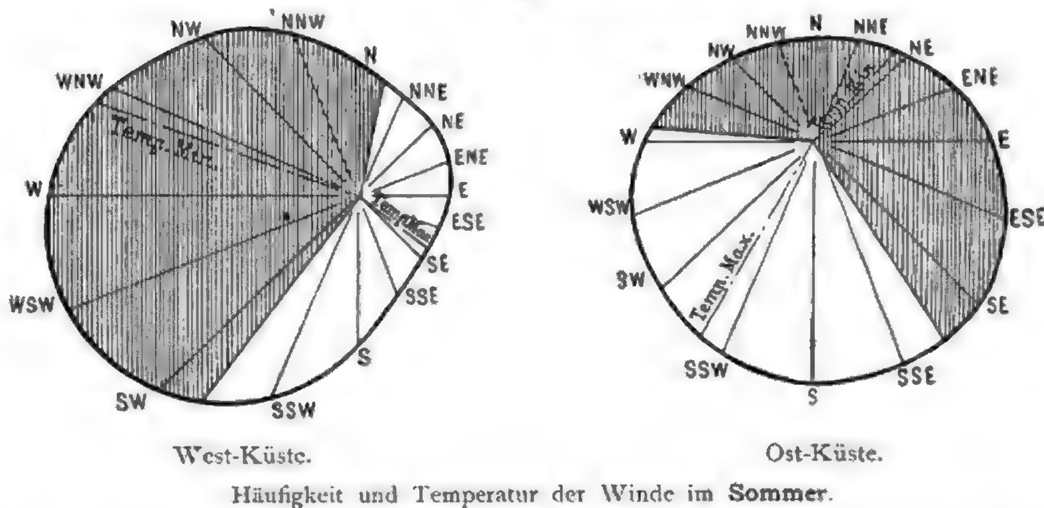
	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Mittel-Europa	−0.1	+0.9	+1.7	+**2.2**	+1.7	+0.2	−1.0	−1.0*
Ost-Asien u. Amerika	−1.8	−1.9*	−1.6	−0.4	+1.0	+**1.2**	+0.1	−1.2

Es ist dabei zu beachten, dass für das östliche Amerika und Asien die Ostwinde Seewinde, die Westwinde Landwinde sind, daher ihr entgegengesetzter Einfluss auf die Temperatur gegenüber Europa. Bei uns sind im Sommer die NW-Winde die kühlsten. Nach dieser Richtung hin zeigen auch die Isothermen die rascheste Temperatur-Abnahme. Die Fig. 49 stellt die Windverhältnisse des Sommers an der West- und Ostküste dar und bringt zugleich die kalte und die warme Seite der Windrose zur Anschauung, sowie die Richtung des kältesten und wärmsten Windes.

Dies ist in seinen allgemeinsten Zügen der Zusammenhang zwischen der Luftdruck-Verteilung und den vorherrschenden Winden mit der durch

dieselbe modificierten Wärme-Verteilung auf den außertropischen Kontinenten der nördlichen Hemisphäre. Die südliche Halbkugel hat jenseits des 40. Breitengrades keine größeren Festlandsflächen mehr, daher keine analogen Windsysteme dort anzutreffen sind, wenn sie auch im kleinen in Patagonien sich wiederholen dürften. Die unermesslichen Wasserflächen der Südmeere jenseits des 40. Breitengrades werden von fast beständigen und heftigen Westwinden gepeitscht, welche uns eine Vorstellung davon

Fig. 49.



West-Küste. Ost-Küste.

Häufigkeit und Temperatur der Winde im **Sommer**.

geben, wie die normalen Windverhältnisse der höheren Breiten ohne Beeinflussung durch die Kontinente sich gestalten würden. Mit diesen die Cirkumpolarregionen beständig umkreisenden Westwinden hängt auch der außerordentlich niedrige Luftdruck dieser Gegenden zusammen, wie schon Seite 160 angedeutet wurde. Unter dem 60. Breitengrad treffen wir schon einen mittleren Luftdruck von 746 Millimeter im Meeresniveau, und nach den Beobachtungen von James Roß sinkt er zwischen 70 und 75° südlicher Breite auf 734 Millimeter herab, wie er in der nördlichen Hemisphäre nur in der Mitte von Sturmfeldern zeitweise anzutreffen ist.

Land- und Seewinde, Gebirgswinde. Die Luftcirkulation zwischen Kontinenten und Meeren im Sommer und Winter, die wir vorhin ihrer Art und ihren Ursachen nach kurz dargelegt haben, wiederholt sich täglich im kleinen an allen Küstengebieten der wärmeren Zonen. Bei Tag erzeugt die stärkere Erwärmung des Landes gegenüber der See ein Abfließen der wärmeren Luft in der Höhe gegen das Meer hin, während unten die kühlere Luft der Meeres in das hierdurch entstehende Gebiet verminderten Luftdruckes einfällt (Seewind). Bei Nacht kehrt sich der Vorgang um, weil dann das Meer wärmer ist als das durch Wärmestrahlung rascher erkaltende Land. Dann fließt unten die kalte Landluft auf das Meer hinaus, und wird in der Höhe durch wärmere Luft vom Meere her ersetzt. Dass in der Höhe bei Tag über dem Seewind ein

Landwind gegen das Meer hinaus weht, haben schon zuweilen Luftschiffer erfahren, die auf den unteren Seewind vertrauend emporstiegen, aber in der Höhe vom Landwind erfasst und aufs Meer hinausgetragen worden sind. Durch Senken des Ballons konnten sie wieder das Land erreichen, mit Hilfe der unteren Luftströmung. Die Land- und Seewinde haben im allgemeinen die Tendenz, senkrecht zur Streichungslinie der Küste zu wehen. In den Tropen ist der Seewind (viel weniger der Landwind) sehr kräftig; er ist an den Küstengebieten der herrschende Wind. Er verstärkt den Passat zu sturmartiger Vehemenz an manchen Ostküsten und schwächt ihn an den Westküsten. Er ist erfrischend und gesund, zerstreut die Miasmen und macht allein manche Tropenküsten für den Europäer bewohnbar, so dass er hie und da geradezu «der Doctor» genannt wird. Während der Periode des Übergangs vom Landwind zum Seewind (um 9^h bis 11^h Vormittag) ist die Hitze am unerträglichsten.

An der nordamerikanischen Küste (zu Coney Island bei New-York) ist der Seewind mit Hilfe von Luftballons näher untersucht worden. Er reichte daselbst im Sommer bis circa 130 Meter, in 160 Meter Höhe begann die obere Strömung, der rückkehrende Landwind. Diese Verhältnisse variieren natürlich sehr nach Ort und Zeit. Der Seewind beginnt zuerst draußen auf dem Meere und schreitet gegen die Küste vor, wie dies schon Dampier klar beschrieben hat. Das Fortschreiten landeinwärts erfolgte an der Neuenglandküste nur langsam (etwa 0.7 Meter per Sekunde, während die Geschwindigkeit des Seewindes selbst 4—7 Meter war) und erstreckte sich bis zu 30—40 Kilometer ins Land hinein. Natürlich sind diese Verhältnisse nicht bloß nach Tagen sehr verschieden, sondern namentlich auch in verschiedenen Gegenden. Der Seewind kann örtlich 1000 Meter Mächtigkeit und darüber erreichen.

Mit den Land- und Seewinden der Küsten haben die nach Tag und Nacht in entgegengesetzter Richtung wehenden Winde der Gebirgsthäler einige Ähnlichkeit, aber die Ursache derselben ist eine andere. In allen Gebirgsländern der Erde, die höchsten Breiten ausgenommen, ist die Erscheinung bekannt, dass sich in der warmen Jahreszeit bei schöner Witterung am Morgen etwa um 9 oder 10^h ein thalaufwärts wehender Wind einstellt, der am Nachmittage seine größte Stärke erreicht, mit Sonnenuntergang abflaut, und nach einer längeren oder kürzeren Pause durch den thalabwärts wehenden kühlen Nachtwind ersetzt wird. An den Seen der nördlichen Alpenkette nennt man bezeichnenderweise den Tagwind Unterwind, den Nachtwind Oberwind. Am Gardasee heißt der Tagwind *Ora*, am Comosee *Breva* etc. Im allgemeinen strömt die Luft bei Tag die Gebirgsabhänge hinauf, bei Nacht längs derselben nach abwärts. Die bei Tag über den Gipfeln aufsteigende Luft führt Feuchtigkeit in die Höhe und erzeugt die glänzenden ruhigen Wolkenballen (*Cumuli*), die an heißen Nachmittagen das Gebirge krönen und nicht selten sich zu Gewittern ausbilden. Der Nachtwind führt die Feuchtigkeit wieder in die Tiefe, der Himmel hellt sich auf, und am Morgen ist die Aussicht am klarsten, weil

die Feuchtigkeit in der Tiefe lagert (oft in Form von Nebeldecken) und die Luft am ruhigsten ist. Am Nachmittage hingegen, wenn die wärmere Luft an den Bergen emporsteigt, trübt sich die Aussicht und legt sich ein blauer Schleier über die Ferne.

Die Ursache dieses rhythmischen Auf- und Absteigens der Luft nach den Tageszeiten im Gebirge muss in zwei Umständen gesucht werden. Indem sich die Luft über den Niederungen erwärmt und ausdehnt, steigt hier, wie früher erläutert wurde, in der Höhe der Luftdruck, nicht so an den Bergabhängen, wo von unten nicht in gleicher Weise Luft durch Wärme gehoben werden kann. Die Luft bekommt so eine Tendenz, in horizontaler Richtung gegen das Gebirge hin zu fließen, um die Druckdifferenz auszugleichen.*) Dazu kommt, dass die Abhänge der Gebirge sich bei Tag stärker erwärmen als die Luft draußen in gleicher Höhe. Daher hat die Luft über den Gebirgsabhängen die Tendenz emporzusteigen und in Verbindung mit dem horizontalen Wind gegen das Gebirge entsteht so eine längs den Abhängen und Thälern aufsteigende Luftbewegung «der Tagwind». Bei Nacht kehrt sich das Verhältnis um, die Luftschichten über der Niederung ziehen sich infolge der Abkühlung zusammen, und der Luftdruck sinkt daher unter den der Bergabhänge in gleicher Höhe. Zudem kühlt sich die Luft über den Bergabhängen, welche durch Wärmestrahlung stärker als die freie Atmosphäre erkalten, auch stärker ab, wird schwerer, und beide Umstände bewirken ein Abfließen der Luft vom Gebirge gegen die Niederung, welches längs den Abhängen und Thalsohlen erfolgt.

Die Tag- und Nachtwinde der Gebirgsthäler können aber nur dann zur Geltung kommen, wenn die Atmosphäre durch keine allgemeineren heftigeren Bewegungen beherrscht wird, also vornehmlich bei ruhiger schöner Sommerwitterung. Darum sehen die Gebirgsbewohner mit einigem Recht in dem Ausbleiben des täglichen Wechsels der Berg- und Thalwinde das Anzeichen eines bald eintretenden Umschlages der Witterung.

Der Wasserdampf in der Atmosphäre. Die Luft enthält beständig Wasser und Wasserdampf, jenes in Form von Wolken und Nebeln, welche aus feinen in der Luft schwebenden Wassertröpfchen bestehen, diesen als unsichtbares Gas, das gleich Sauerstoff und Stickstoff ein Gemengteil der Atmosphäre bildet. Die Hauptquelle des Wassergehaltes der Luft ist die Verdunstung an der Oberfläche der großen Weltmeere; aber auch Seen, Flüsse, eine dichte Pflanzendecke versorgen die Luft in ihrer Umgebung mit einer beachtenswerten Menge von Feuchtigkeit.

Der Gehalt der Luft an Wasserdampf nimmt von den Küstenländern aus gegen das Innere des Landes hin ab, wenn auch die beständige Bewegung der Atmosphäre dafür sorgt, dass die von der Meeresoberfläche abgedampften Wassermassen auch ins Innere der Festländer getragen

*) Die Schichten gleichen Luftdruckes erhalten bei Tag eine Neigung gegen das Gebirge hin, die Luftmasse derselben bekommt daher ein Gefälle gegen das Gebirge.

werden. Die Menge von Wasserdampf, welche die Luft überhaupt enthalten kann, ist von der Temperatur abhängig. Man misst bekanntlich die größte Wasserdampfmenge, die bei einer bestimmten Temperatur existieren kann, durch die Erniedrigung der Quecksilbersäule in einem Barometer, in dessen Toricellische Leere man einige Tropfen Wasser hat emporsteigen lassen. Der Betrag des Sinkens der Quecksilbersäule gibt die größte Expansivkraft des Wasserdampfes für die herrschende Temperatur an. Für jede Temperatur existiert ein Maximum der Spannkraft des Dampfes, welches nicht überschritten werden kann, da jeder Überschuss sogleich wieder condensiert, d. h. in den flüssigen Zustand zurückgeführt wird.

Enthält die Luft so viel Wasserdampf, als es die Maximalspannung für die bestehende Temperatur zulässt, so nennt man sie mit Wasserdampf gesättigt, und dieser Zustand wird überall nahezu vorhanden sein, wo bei Windstille die Luft mit einer Wasserdampf liefernden Bodenfläche beständig in Berührung bleibt, z. B. über Meeren, Seen, ausgedehnten Wäldern etc. Auf dem Lande ist die Luft aber nur selten ganz mit Dampf gesättigt. Man bezeichnet ihren Sättigungsgrad in der Weise, dass man angibt, wie viel Procente des Maximalgehaltes an Wasserdampf für die bestehende Temperatur die Luft enthält. So würde z. B. eine Dampfspannung von 6.5 Millimeter bei 10° gleich sein 71 Procent des Maximums (9.2 Millimeter), und man sagt dann, die relative Feuchtigkeit der Luft sei 71 Procent; die absolute 6.5 Millimeter.

Man gibt den absoluten Wasserdampfgehalt der Luft zumeist durch die Höhe einer Quecksilbersäule an, welche der Expansivkraft des Wasserdampfes das Gleichgewicht halten würde und nennt diese Größe «Dampfdruck». Diese Bezeichnung kann leicht irreführen, wie später gezeigt wird; fasslicher und natürlicher ist die Angabe des Gewichtes des Wasserdampfes in einem Kubikmeter Luft. Die zusammengehörigen Werte des Dampfdruckes und des Gewichtes des Wasserdampfes finden sich in folgender Tabelle:

Tabelle der Maximalspannkraft des Wasserdampfes (*e* in Millimeter) bei der Temperatur *t* (C.) und des entsprechenden Gewichtes desselben in Gramm pro Kubikmeter.

t	−10	−5	0	1	2	3	4	5	6	7
e	2.1	3.1	4.6	4.9	5.3	5.7	6.1	6.5	7.0	7.5
g	2.3	3.4	4.9	5.2	5.6	6.0	6.4	6.8	7.2	7.7
t	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
e	8.0	8.6	9.2	9.8	10.5	11.2	11.9	12.7	13.5	14.4
g	8.2	8.8	9.4	10.0	10.6	11.3	12.0	12.7	13.5	14.4
t	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
e	15.4	16.3	17.4	18.5	19.7	20.9	21.2	23.6	25.0	26.5
g	15.3	16.2	17.1	18.1	19.3	20.4	20.6	22.8	24.1	25.5

Wie man sieht, steigt der Wasserdampfgehalt nicht einfach proportional der Temperatur, sondern rascher. Wo keine große Genauigkeit nötig, gibt der Dampfdruck in Millimetern auch das Gewicht des Wasserdampfes im Gramm pro Kubikmeter.

Da der Wassergehalt der Atmosphäre von der Temperatur abhängig ist, so muss er vom Äquator gegen die Pole hin abnehmen; über den Äquatorialmeeren, z. B. wo eine Mitteltemperatur von 26—27° C. herrscht, und die Luft nahezu mit Wasserdampf gesättigt ist, kann die Spannkraft des Wasserdampfes auf 25 bis 26 Millimeter steigen, unter 50° Br. bei 5° Wärme nur auf 6.5 Millimeter, unter 70° bei —9° C. nur auf 2.3 Millimeter. Der absolute Wasserdampfgehalt nimmt also mit der Temperatur rasch gegen die Pole hin ab, nicht so die relative Feuchtigkeit, welche im Gegenteile unter höheren Breiten durchschnittlich größer ist, als unter niedrigen. Wie mit der zunehmenden geographischen Breite der absolute Wassergehalt der Atmosphäre abnimmt, ebenso muss er mit der Höhe abnehmen, da auch nach dieser Richtung hin, und zwar viel rascher, die Temperatur sinkt. Die Luft wird mit der Höhe ärmer an Wasserdampf, derselbe ist aber infolge der raschen Temperaturabnahme näher der Kondensation, die Luft wird deshalb bis zu einer gewissen Höhe relativ feuchter. Es besteht für eine bestimmte Temperatur an der Erdoberfläche, d. h. für jede Jahreszeit, eine bestimmte Höhenzone, wo die Luft mit Wasserdampf häufig fast oder ganz gesättigt ist, in größeren Höhen nimmt dann die relative Trockenheit wieder zu.

Die Wasserdampfhülle der Erde ist nie im Gleichgewichtszustande; infolge der beständigen Bewegungen der Atmosphäre und der hierdurch und aus anderen Ursachen hervorgehenden Temperaturänderungen wird durch Abkühlung dort Wasserdampf verdichtet, anderswo werden durch Erwärmung neue Wasserdampfmengen erzeugt, und die Verbreitung derselben geht zu langsam vor sich, um stets alle Unterschiede sogleich wieder auszugleichen. Das Hygrometer gibt uns nicht den Feuchtigkeitszustand der ganzen Luftsäule an, wie das Barometer uns über den Druck der ganzen über uns befindlichen Luftsäule belehrt, sondern es lehrt uns nur den Sättigungszustand seiner näheren Umgebung kennen.

Es war daher ein Irrtum, wenn man eine Zeit hindurch den Dampfdruck vom Barometerstande abgezogen und vermeint hat, dadurch den Druck der trockenen Luft (der Sauerstoff- und Stickstoff-Atmosphäre allein) zu erhalten. Die Beobachtungen ergeben, dass man das Gewicht der wirklich in der Atmosphäre vorhandenen Wasserdampfmenge unter dieser Voraussetzung 4½mal zu groß annimmt. Zum Beispiel: bei einem Monatmittel des Dampfdruckes von 11 Millimeter (Julimittel für Wien) gäbe die in der ganzen Atmosphäre über uns befindliche Wasserdampfmenge kondensiert nicht eine Wasserhöhe von 11×13.6*) = 150 Millimeter, sondern bloß von 33 Millimeter. Die Wasserdampfmenge nimmt mit der Höhe

*) Specifisches Gewicht des Quecksilbers.

sehr rasch ab, schon infolge der raschen Temperatur-Abnahme. Die folgenden Zahlen geben den mittleren Wasserdampfgehalt der höheren Schichten in Procenten des Wasserdampfgehaltes an der Erdoberfläche an:

Höhe	0	1	2	3	4	5	6	7	8 Kilometer
Wasserdampf	100	70	49	35	24	17	12	8	6 Procent.

Unterhalb einer Höhe von circa 2000 Meter befindet sich schon die Hälfte des ganzen Wasserdampfgehaltes und oberhalb 6500 Meter findet man nur noch ein Zehntel desselben.

Als Richtschnur zur Beurteilung der Änderungen im Feuchtigkeitsgehalte der Luft zu verschiedenen Zeiten und an verschiedenen Orten kann im allgemeinen der Satz aufgestellt werden: Mit steigender Temperatur steigt auch der absolute Feuchtigkeitsgehalt der Luft und nimmt zugleich die relative Feuchtigkeit ab (d. h. die Trockenheit nimmt zu) und umgekehrt.

Zur Illustration des Gesagten können die Feuchtigkeitsverhältnisse von Wien zu verschiedenen Tagesstunden und zu verschiedenen Jahreszeiten dienen:

Stündlicher Gang der Feuchtigkeit im Monat Juli:

Zeit	3^h Morg.	6^h	9^h	Mittag	3^h	6^h	9^h	Mittern.
Absolute Feuchtigkeit	10.7	10.5*	10.7	10.8	10.8	11.2	**11.4**	10.9
Relative Feuchtigkeit	**75**	74	61	51	48*	53	66	72

Jährlicher Gang der Feuchtigkeit:

Monat	Dec.	Jan.	Feb.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.
Temperatur	—0.8	—1.3	0.4	4.1	10.0	15.1	18.6	**20.3**	19.6	16.1	10.5	3.7
Abs. Feucht.	3.7	3.6*	3.8	4.4	5.6	8.3	10.1	11.9	**11.0**	9.3	7.4	4.8
Rel. Feucht.	**83**	**84**	79	72	63*	64	64	63*	66	69	76	80

Die Abnahme der relat. Feuchtigkeit von den Küsten gegen das Innere des Landes findet man in folgenden Zahlen ausgeprägt.

Relative Feuchtigkeit des Winters und des Sommers:

	Greenwich	Wien	Lugan	Uralsk
Winter	86	82	87	82
Sommer	77	64	58	42

Im Winter nimmt die Temperatur landeinwärts rasch ab, daher bleibt die Luft mit Feuchtigkeit gesättigt, erst im Sommer tritt die Dampfarmut ersichtlich auf. Einen großen Einfluss auf die Feuchtigkeit und deren Änderungen üben die Winde aus, da natürlich Luftströme, die vom Meere her wehen, also in Europa die SW- und W-Winde, die Feuchtigkeit erhöhen, die Landwinde, bei uns die NO- und O-Winde, sie erniedrigen. Die große Trockenheit unserer Frühlingsmonate hat zum Teil ihren Grund in den dann häufigen Ostwinden, zum Teil in der rasch steigenden Temperatur. Es ist ferner klar, dass äquatoriale Winde (d. h. Winde aus niedrigen Breiten) durch ihre höhere Temperatur auch

die (absolute) Feuchtigkeit erhöhen, die kalten Polarwinde (Winde aus höheren Breiten) sie erniedrigen.

Die Kondensation des Wasserdampfes in der Atmosphäre hat eine Reihe sehr wichtiger Erscheinungen zur Folge, welche man mit den gegemeinsamen Namen der Hydrometeore umfasst. Die Verdichtung des Wasserdampfes erfolgt, sobald die Luftwärme unter die Temperatur des Taupunktes, d. h. unter die Temperatur, für welche der in der Luft vorhandene Wasserdampf sein Spannungsmaximum erreicht, hinabsinkt. Ist der absolute Dampfgehalt an einem Orte z. B. 9.₂ Millimeter und wird die Luft unter 10° C. abgekühlt, so erfolgt eine Verdichtung, ein Flüssigwerden eines Teiles des Wasserdampfes. Die am häufigsten in der Atmosphäre eintretenden Ursachen der Abkühlung sind folgende: Berührung der Luft mit einem kalten Körper, Vermischung von feuchten Luftmassen verschiedener Temperatur, aufsteigende Luftströme.

Der ersten Ursache verdanken der Tau und der Reif (d. i. Taubildung unter 0° in Form von Eiskrystallen), dann häufig auch der Nebel seine Entstehung. Wie sich im Winter an der kalten Fensterscheibe oder im Sommer an einem Glase mit kaltem Wasser die Feuchtigkeit der warmen Zimmerluft in feinen Tropfen niederschlägt, so verdichtet sich die tagüber zunehmende Luftfeuchtigkeit auf den durch nächtliche Wärmestrahlung in klaren windstillen Nächten erkalteten Gras- und Blattflächen der Wiese und des Waldes. Bei sehr feuchter warmer Luft beschlagen sich im Sommer kalte Mauern mit Wassertropfen, im Winter bildet sich bei rasch eintretendem Tauwetter auf dem noch eiskalten Boden Glatteis. Der Tau fehlt, wo die Luft sehr trocken ist, in Wüsten oder Steppen, er ist sehr reichlich in tropischen Ländern und im Gebirge, wo Strauch und Baum an heiteren Sommermorgen von Feuchtigkeit triefen, wie nach einem Regenfall. Eine Messung der Wassermengen des Taufalls hat man bisher noch nicht eingeführt, obgleich in den angedeuteten Fällen dieselbe beträchtlich genug ist, und im Haushalt der Natur eine beachtenswerte Rolle spielt. Wenn in der kühleren Jahreszeit der Boden in heiteren Nächten rasch durch Wärmeausstrahlung erkaltet, während der Tag sonnig warm und feucht war, treten dichte Bodennebel ein, welche nur eine sehr geringe Höhe haben. Besonders häufig sind Bodennebel in den arktischen Ländern.

In größerem Maßstabe aber erfolgt die Kondensation des Wasserdampfes infolge von Mengung ungleich temperierter feuchter Luftmassen, namentlich aber infolge einer aufsteigenden Bewegung der Luft. Vermischen sich Luftmassen von ungleicher Temperatur, die ganz oder nahezu mit Feuchtigkeit gesättigt sind, und letzteres ist in größeren Höhen über der Erdoberfläche fast immer, am Boden selbst ziemlich selten der Fall, so muss ein Teil des Wasserdampfes sich verdichten, da, wie wir schon bemerkt, die Maxima der Spannkräfte, sowie das Gewicht des Wasserdampfes pro Kubikmeter rascher zunehmen als die zugehörigen Temperaturen.

Nehmen wir den extremen Fall an, der in der Natur wohl nie vorkommen wird, dass eine wasserdampfgesättigte Luftmasse von 25° C. sich mit einer solchen von 0° vermische. Der Wasserdampfgehalt der ersteren pro Kubikmeter ist 22.8 Gramm, der der letzteren 4.9 Gramm. Die mittlere Temperatur des Gemenges würde (wenn die Luft trocken wäre) 12.5° sein, während der mittlere Wassergehalt 13.85 Gramm beträgt. Bei 12.5° kann aber ein Kubikmeter Luft nur 10.96 Gramm Wasserdampf enthalten, es müssten somit aus jedem Kubikmeter des Luftgemenges 2.9 Gramm Wasserdampf als Nebel oder Tau sich ausscheiden. Da aber bei der Kondensation von einem Gramm Wasserdampf 0.6 Wärmeeinheiten frei werden und die Temperatur der Luft wieder erhöhen*), so kann die Abkühlung nicht so groß sein, wie oben angenommen, und wie sie nur in trockener Luft eintreten würde. Die Rechnung ergibt, dass in unserem Falle die mittlere Temperatur des Gemenges 14.9° (statt 12.5°) und die kondensierte Menge Wasserdampf nur 1.2 Gramm betragen würde, was selbst bei einer 1000 Meter hohen Luftsäule, in der wir diese Vermengung stattfinden lassen wollen, bloß einer Wassermenge von 1.2 Kilogramm pro Quadratmeter, d. i. eine Niederschlagshöhe von 1.2 Millimeter geben würde. Hätten wir der kälteren Luftmasse eine Temperatur von 10° C. gegeben, so würden wir im angenommenen Falle bloß eine Regenhöhe von 0.5 Millimetern erhalten.

Daraus lernen wir: erstlich, dass feuchte Luftmassen denselben erkaltenden Einflüssen ausgesetzt wie trockene, weniger stark sich abkühlen als letztere, weil sie in der latenten Wärme des sich kondensierenden Wasserdampfes eine innere Wärmequelle (Wärmezufuhr) besitzen; zweitens dass die Vermischung von feuchten Luftmassen verschiedener Temperaturen keinen so erheblichen Niederschlag hervorzubringen vermag, wie man früher meist angenommen hat, indem man die latente Wärme des Wasserdampfes unberücksichtigt ließ.

Es gibt aber einen Vorgang in der Natur, bei welchem die latente Wärme des sich kondensierenden Dampfes rasch aufgezehrt wird, und dies ist der Fall bei der dynamischen Abkühlung aufsteigender Luftmassen. Wir haben früher erwähnt, dass trockene aufsteigende Luftmassen sich um 1° C. für je 100 Meter Erhebung abkühlen. Ist die Luft feucht, so tritt, sobald durch diese Abkühlung ihr Taupunkt überschritten wird, eine Kondensation des Wasserdampfes ein. Die dabei frei werdende Wärme vermindert nun die Abkühlung der aufsteigenden Luft, und zwar um so mehr, je mehr Wasserdampf kondensiert wird, d. h. je höher die Temperatur der gesättigt feuchten Luft ist, und (in geringerem Maße) in je größerer Höhe *caeteris paribus* die Kondensation erfolgt, weil ja bei dünnerer Luft und gleich starker Kondensation die Wirkung der latenten

---

*) Da die specifische Wärme der Luft 0.2375 ist, und das Gewicht eines Kubikmeters Luft gleich 1.293 Kilogramm, so bringen 0.6 Wärme-Einheiten eine Temperatur-Erhöhung von 0.6 : (1.293 × 0.2375), d. i. nicht ganz 2° C. hervor.

Wärme eine größere sein muss. Die Rechnung ergibt folgende Wärmeabnahme für je 100 Meter Emporsteigen von gesättigt feuchter Luft.

bei	—5°	0	5	10	15	20	25 C.
im Meeresniveau	0.69°	0.63°	0.60°	0.54°	0.49°	0.45°	0.41° „
in 3400 Meter	0.62°	0.55°	0.52°	0.46°	0.41°	0.38°	0.34° „

Steigt also gesättigt feuchte Luft von 15° empor, so kühlt sie nur halb so rasch ab als trockene Luft, Luft von 25° C. würde nur um 0.4° für je 100 Meter abkühlen. Das Emporsteigen der feuchten Luft führt also den höheren Schichten eine viel größere Wärmemenge zu, als das trockener Luft, und es kann darum über den feuchten Oceanen die Luft in großen Höhen wärmer sein, als über den (an der Erdoberfläche) viel heißeren trockenen Landflächen oder Wüsten der Kontinente.

Das Emporsteigen feuchter Luftmassen ist aber auch die Quelle der ergiebigsten Niederschläge. Steigt z. B. bei 25° C. gesättigte Luft von der Meeresfläche aus 2000 Meter empor, so kühlt sie um circa 8° C. ab. Bei 17° kann aber der Kubikmeter Luft nur mehr 14.4 Gramm Wasserdampf enthalten. Nun hat sich aber der Kubikmeter Luft in 2000 Meter Höhe auf 1¼ Kubikmeter ausgedehnt und kann deshalb 18.1 Gramm Wasserdampf enthalten; es müssen also 22.9 — 18.1 = 4.8 Gramm pro Kubikmeter kondensiert werden. Würde die Luft auch nur mit einer Geschwindigkeit von 2 Meter pro Sekunde fortwährend bis zu 2000 Meter emporsteigen, so gäbe dies in der Stunde eine kondensierte Wassermenge von circa 34 Kilogramm pro Quadratmeter, das ist 34 Millimeter Regenhöhe, was für unsere Gegenden schon eine sehr große stündliche Regenmenge wäre.

Das Emporsteigen der Luft ist nun ein ganz gewöhnlicher Vorgang, der namentlich überall dort eintreten muss, wo Gebirge den Luftströmen in den Weg treten. Indem die Luft kontinuierlich die Abhänge und den Kamm eines Gebirgszuges hinansteigt, kühlt sie ab*) und es kondensiert sich dabei eine mit der Temperatur der feuchten Luft und der Höhe des Gebirges sich steigernde Wassermenge. In dem Äquatorialgürtel, wo die Luftschichten durch Wärme gehoben langsam aber stetig empordrängen, wird dieser Vorgang am allgemeinsten und stärksten auftreten, und da zugleich mit der Kondensation des Wasserdampfes eine große Wärmemenge in die höheren Schichten hinaufgebracht wird, begünstigt dieser Umstand anderseits auch wieder das weitere Emporsteigen der Luftmassen.

So lange das Wasser in gasförmiger Form mit der Luft gemengt ist, vermindert es die Durchsichtigkeit der Atmosphäre nicht, im Gegenteile scheint große Feuchtigkeit die Atmosphäre durchsichtiger zu machen. Große Durchsichtigkeit der Luft, eine bessere Fernsicht, größere Schärfe der Konturen und tiefere Färbung entfernter Objekte werden darum nicht

*) Infolge der Ausdehnung, nicht infolge der «Berührung mit den kalten Gebirgswänden» wie man früher meinte, letztere hat nur einen sehr geringen Einfluss darauf.

ganz mit Unrecht als Vorboten eintretenden Regenwetters angesehen. So wie aber der Wasserdampf sich verdichtet, trübt er die Atmosphäre, mischt anfänglich das tiefe Blau des Himmels mit Weiß, und gibt den roten und gelben Lichtstrahlen das Übergewicht, so dass bei Sonnenauf- und Untergang lebhafte Färbung des Himmels eintritt.

Mit zunehmender Anhäufung des verdichteten Wasserdampfes wird der ganze Himmel weißlich trübe, um Sonne und Mond zeigen sich dann schöne Lichthöfe. In den meisten Fällen ist aber der verdichtete Wasserdampf nicht gleichmäßig in der Atmosphäre verteilt, sondern in größeren Massen vereint, welche als Licht reflektierende und Schatten werfende Körper in der Luft schweben und die wir dann Wolken nennen. Die Wolken bestehen aus sehr kleinen Wassertröpfchen, im Winter und in sehr großen Höhen der Atmosphäre das ganze Jahr hindurch aus feinen Eisnadeln, welchen die Höfe und Nebensonnen ihre Entstehung verdanken. Da wir selbst im heißesten Sommermonat in unseren Breiten schon in einer Höhe von circa vierthalb Tausend Meter eine Mitteltemperatur von 0° C. voraussetzen dürfen, so können jene außerordentlich hoch ziehenden weißen Wolkenstreifen, Federwolken (*cirri*) genannt, deren Höhe oft weit über 7000 Meter angenommen werden muss, selbst im Sommer nur aus Eisnadeln bestehen. Experimente wie die Beobachtungen in der Natur zeigen indessen auch, dass kleine Wassertröpfchen weit unter den Nullpunkt erkaltet dennoch flüssig bleiben und erst erstarren, wenn sie gegenseitig oder mit festen Körpern in Berührung kommen. Nebel bei Lufttemperaturen unter 0° erzeugt Eisansätze an den Bäumen (Duft, Rauhfrost), welche zuweilen so stark werden, dass die Bäume oder Äste unter ihrer Last brechen.

Dass sich die Eisnadeln und Wassertröpfchen der Wolken schwebend in der Luft erhalten, liegt in ihrem äuserst geringen Gewicht gegenüber ihrer Oberfläche und dem Widerstand, den die Luftreibung ihrem Fall entgegensetzt. Dann ist eine Wolke auch nicht etwas Beständiges, sondern sie bezeichnet meist nur eine Stelle in der Atmosphäre, wo eine beständige Ausscheidung des Wasserdampfes stattfindet. Die scheinbar unbeweglichen Wolken an Berggipfeln, wie die glänzenden Wolkenballen (*Cumuli*, Haufenwolken), welche im Sommer oft gänzlich ruhig in der Luft schweben, bezeichnen nur eine Stelle, wo der Niederschlagsprocess beständig vor sich geht, während in der Umgebung die Wassertröpfchen in einer trockeneren Luft sich wieder auflösen.

Die Haufenwolke (*Cumulus*) ist die charakteristische Wolkenform des Sommers der wärmeren Klimate. Sie entsteht durch die aufsteigende Bewegung der Luft, welche letztere dabei abkühlt und ihren Wasserdampf in Form kugeliger Wolkenballen verdichtet.

Eine interessante und durch die Art ihrer Entstehung lehrreiche Wolkenform ist das sogenannte Tafeltuch (*Table cloth*) über dem Tafelberg bei der Kapstadt. Diese Wolkenform, welche nach einer Zeichnung von John Herschel in Figur 50 dargestellt wird, bildet sich über dem

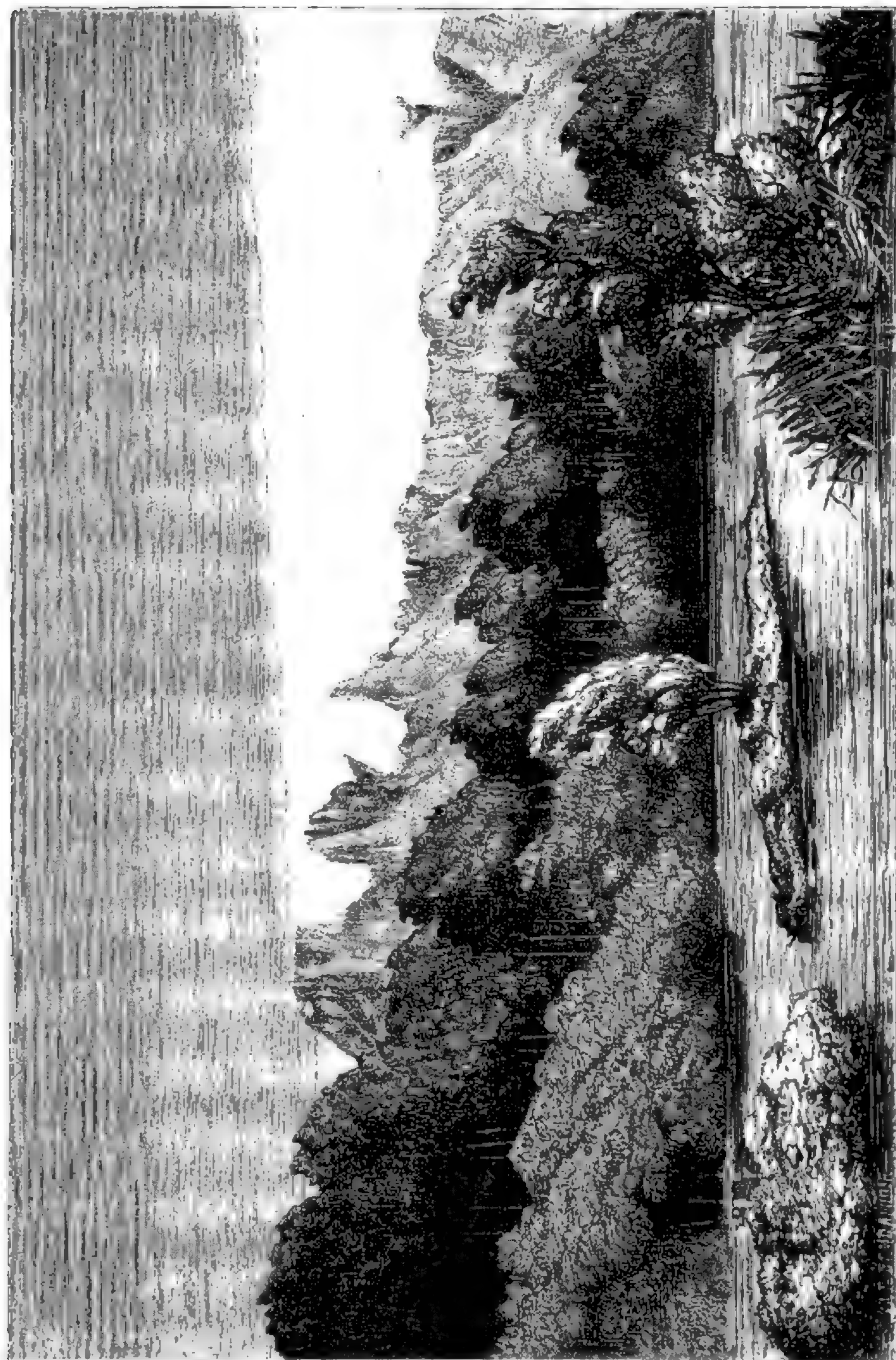


Fig. 50. **Das Tafeltuch auf dem Tafelberg,**
Kap der guten Hoffnung beim Eintritt eines Nordweststurmes.
(Nach einer Zeichnung von J. Herschel, Feldhausen 20. Mai 1835.)

mauerähnlich aufragenden Massiv des Tafelberges vornämlich bei heftigen SO-Winden, welche über den südlichen Ocean herkommend beim Emporsteigen an dem bis zu 1180 Meter hohen Gebirgswall ihren Wasserdampf in Form einer flachen Wolkenhaube kondensieren. Auf der Leeseite des Gebirgsmassivs stürzt die Wolkenmasse gleich einem Katarakt in die Tiefe, verschwindet aber noch in großer Höhe über dem Boden, obgleich fortwährend neue Massen nachstürzen. Dieser Wolkenkatarakt hängt wie eine gigantische Draperie auf der Leeseite des Tafelberges herab, während über der Kapstadt, der See und dem flachen Lande ein vollkommen wolkenloser Himmel sich ausspannt. Nur den Tafelberg hüllt eine dichte weiße Wolke ein, die sich zu keiner großen Höhe über denselben erhebt und oben völlig flach ist. Trotz des stürmischen Windes, der sichtlich die Wolken vor sich hertreibt, verharrt das Wolkengebilde als Ganzes in majestätischer Ruhe, und zeichnet die Stelle ab, wo die Kondensation des Wasserdampfes kontinuierlich platzgreift, während die Wolken selbst, vom Winde darüber hinaus fortgeführt, sich sogleich in einer trockeneren und wärmeren Luft wieder auflösen.

Das Tafeltuch bildet sich auch bei Beginn eines NW-Sturmes, und diesen Fall stellt unser Bild dar. Dann sieht man von der Kapstadt aus den vorderen (aufsteigenden Teil) der Wolke, während die Wolkendraperie von der anderen Seite des Tafelberges hinabhängt.

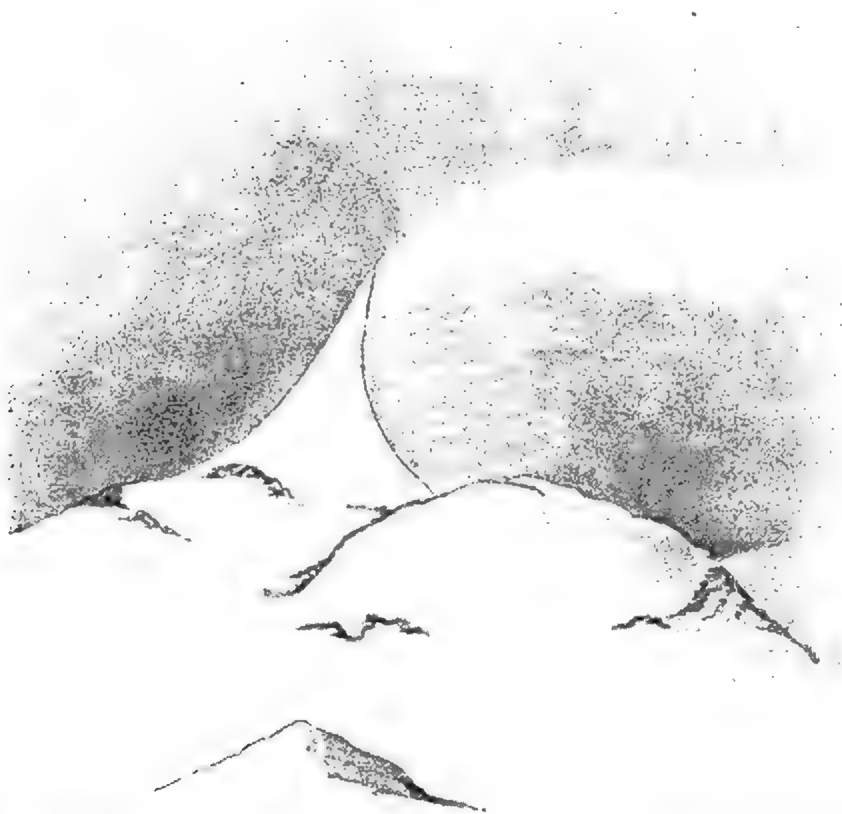
In weniger auffallender und vollendeter Ausbildung kann man diese Wolkenform auch in den Alpen zuweilen beobachten, wenn ein feuchter Luftstrom eine breite Gebirgsmasse hinaufweht; dieselbe hüllt sich dann von einer bestimmten Höhe an, die von dem relativen Feuchtigkeitsgehalt des Luftstromes abhängt, in eine scheinbar unbewegliche Wolkenhaube.

Weht dagegen ein stürmischer feuchter Wind gegen einen isolierten, hoch aufragenden Gebirgsgipfel, so bildet sich zuweilen eine «Wolkenfahne», eine langgestreckte Wolke, die mit dem einen Ende an dem Berggipfel gleichsam befestigt erscheint, während sie ihrer Länge nach wie ein Wimpel im Winde flattert. Die Figur 51 zeigt eine solche Wolkenfahne am großen Wiesbachhorn, wie sie sich bei einem heftigen SW-Winde vom Großglockner aus präsentierte. Die Entstehung derartiger Wolkengebilde ist zurückzuführen auf die saugende Wirkung, welche ein heftiger Luftstrom auf die seitlich von ihm befindliche ruhige oder weniger bewegte Luft ausübt. Der hochaufragende Berggipfel theilt den Luftstrom in zwei Arme, zwischen welchen ein Raum mit relativer ruhiger Luft entsteht. Der über den Berg hinbrausende Sturm reißt an seiner unteren Seite Luft aus dem geschützten Raume mit sich fort und erzeugt eine Luftverdünnung, zu deren Ausfüllung die unteren Luftschichten in dem geschützten Raume emporsteigen, dabei sich abkühlen und ihren Wasserdampf zu einer Wolke verdichten. So entsteht eine an den Berg anliegende Wolke auf der Leeseite des Sturmes, welche sich zu einer Wolkenfahne auszieht, bevor sie sich wieder ganz auflöst.

Im kleinen kann man etwas ähnliches sehen, wenn man eine stark rauchende hohe Esse während eines heftigen Windes beobachtet. Man bemerkt, dass, sowie die Rauchmassen in den windgeschützten Raum hinter der Esse hineingeraten, sie alsbald gegen den Schornstein hingezogen werden und an dessen Kante wieder emporsteigen, so dass hinter dem obern Rand des Schornsteins ein Luftwirbel mit horizontaler Achse sehr deutlich durch die Bewegung des Rauches sich abzeichnet.

Wir haben früher erwähnt, warum gerade in einer gewissen Höhe die Wolkenbildung am häufigsten erfolgt, warum sie seltener an der

Fig. 51.



Das große Wiesbachhorn mit einer Wolkenfahne, vom Großglockner aus gesehen, von Major H. Hartl 1881.

Erdoberfläche selbst eintritt. Letzteres ist nur der Fall, wenn die Luft selbst in der Nähe des Erdbodens mit Feuchtigkeit gesättigt ist, und dies findet fast nur in der kühlen Jahreszeit statt, und besonders über Seen, Flüssen, Wäldern. Verdichtet sich der Wasserdampf in der Nähe der Erdoberfläche selbst, so nennen wir die am Boden aufliegende Wolke einen Nebel. Jedermann kann sich aber überzeugen, dass eine Wolke auf einem Berggipfel, von diesem selbst aus betrachtet, nichts als ein Nebel ist. Je dichter der Nebel wird, desto mehr netzt und befeuchtet er den Boden und setzt seine Wassertropfen ab, bis er endlich in einen

Regen übergeht. Auf einem Berge kann man beim Herabsteigen während eines Regens beobachten, wie der feine «Nebelregen» der Höhe immer großtropfiger wird, je weiter man herabkommt. Die Tropfen vergrößern sich also während des Fallens.*) Sind aber die unteren Luftschichten trocken, dann verdunstet der Regen wieder. Man kann häufig am Horizonte stehende Regenwolken sehen, von denen graue Regenstreifen bis zu einer gewissen Höhe herabhängen, ohne die Erdoberfläche zu erreichen.

Im Winter, und auf hohen Bergen auch im Sommer, fällt der kondensierte Wasserdampf in Schneekrystallen aus der Luft. Bei stürmischem Wetter und einer Temperatur, die nahe dem Gefrierpunkt liegt, ballen sich die Schneeflocken zu kleinen Körnern, Graupen, Rieseln. Wird der kleine Schneeball fester und durchsichtig, so nähert er sich dem Hagelkorne, welches in seiner Mitte meist noch als trüben Kern die erzeugende Schneeflocke verrät, welche sich mit glashellen Eisschalen umgeben und vergrößert hat. Da zum Hageln eine wasserdampfreiche Atmosphäre gehört, so fällt im Winter bei uns kein eigentlicher Hagel, sondern nur in den wärmeren Monaten. Am häufigsten fällt der Hagel zu Ende des Frühlings und am Anfange des Sommers im Mai und Juni, weil die Luft um diese Zeit schon reich an Wasserdampf ist und die Wärme dann am raschesten mit der Höhe abnimmt. Nach der Tageszeit fällt Hagel zumeist in den ersten Nachmittagsstunden, also zur wärmsten Tageszeit, am seltensten bei Nacht und in den Morgenstunden. In den Tropengegenden fällt Hagel fast nie in den Ebenen, sondern nur auf Gebirgen, weil er schmilzt, bevor er zur Erdoberfläche gelangen kann. Unter welchen Bedingungen sich das Hagelkorn in der Luft bildet, ist noch immer nicht zweifellos und genau nachgewiesen. Wahrscheinlich sind Schneeflocken und Graupen der Ausgangspunkt und spielen Wolkenschichten, deren Wassertröpfchen bereits unter 0° erkaltet sind, dabei eine wichtige Rolle. Das rasche Emporsteigen warmer, feuchter Luft zu großen Höhen und die dabei erfolgende starke Abkühlung und Wolkenbildung bei niedriger Temperatur ist wohl die erste Veranlassung zur Hagelbildung. Die starke Verdunstung an der Oberfläche der emporwirbelnden Wolke in der sehr trockenen, dünnen Luft großer Höhen trägt vielleicht noch wesentlich bei zur Erzielung sehr tiefer Temperaturen. Auf den herumwirbelnden Graupenkörpern schlägt sich überkalteter Wasserdampf als Eishülle nieder, bis sie als schwere Hagelkörner herabstürzen. Der ganze Vorgang harrt aber noch einer völlig befriedigenden Erklärung.

*) Man hat aber nur irrtümlicher Weise den Umstand, dass ein Regenmesser auf einer hohen Plattform etc. aufgestellt, weniger Regen auffängt, als ein Regenmesser am Erdboden, auf eine derartige Vergrößerung der Regentropfen zurückgeführt. So nahe am Erdboden und für so geringe Fallhöhen ist an eine merkliche Zunahme der fallenden Tropfen gar nicht zu denken. Es ist die Zunahme der Windgeschwindigkeit mit der Höhe, welche diese Erscheinung völlig zureichend erklärt.

Mit starken und raschen Verdichtungen des atmosphärischen Wasserdampfes ist immer eine starke elektrische Spannung in den Wolkenmassen verbunden. Bei tiefschwebenden Wolken und namentlich im Winter bei heftigen Schneegestöbern tritt oft ein ruhiges Ausströmen der durch Induktion in der Erdoberfläche erzeugten Elektricität ein in Form von leuchtenden Büscheln auf Sträuchern, Bäumen, Kirchtürmen etc., bekannt als das Elmsfeuer. Auf Berggipfeln wird das Elmsfeuer häufiger beobachtet, so an den Observatorien auf dem Ben Nevis und Sonnblick.

Ist die Isolierung besser und schweben die Wolken in größerer Höhe, so geschieht der Ausgleich der elektrischen Spannung durch den vom Donner gefolgten Blitz. Man hat lange Zeit hindurch die Elektricität als die Ursache der Gewitterbildung angesehen, wenn man auch nicht anzugeben wusste, wie eine nach ihren Ursachen unbekannte Steigerung der elektrischen Spannung die Wolkenbildung und den Regen bei Gewittern erzeugen könne. Eine aufmerksame Prüfung des Zusammenhanges beider Erscheinungen hat aber gelehrt, dass umgekehrt die rasche Verdichtung des Wasserdampfes infolge bekannter Ursachen (ein hereinbrechender kalter Luftstrom, eine lebhafte aufsteigende Bewegung der Luft*), eine bedeutende elektrische Spannung auf der Oberfläche der entstandenen Wolken hervorruft, die also eine Folge, nicht die Ursache des Niederschlages ist. Darum sind Gewitter gerade an jenen Orten und zu jenen Jahreszeiten am zahlreichsten, wo und wann die häufigste Veranlassung zu raschen und starken Niederschlägen gegeben ist.

Die Gewitter lassen sich demzufolge auch im allgemeinen in zwei Klassen theilen: Gewitter infolge von Wirbelstürmen und Gewitter, welche durch die Überhitzung der unteren Luftschichten im Sommer und deren aufsteigende Bewegung erzeugt werden. Der ersten Ursache verdanken die Wintergewitter ausschließlich ihre Entstehung. Milde Winter sind es vorzüglich, in denen Gewitter auftreten.

Sie sind selten, weil die Luft zu dieser Jahreszeit gewöhnlich zu wenig reich an Wasserdämpfen ist, und sie fehlen aus diesem Grunde ganz im Innern Russlands und Asiens. Hingegen sind sie relativ häufig an den Küsten von Frankreich und Nordwest-Deutschland. In Nordschottland und den umgebenden Inseln, besonders aber auf Island und an der Küste von Norwegen, sind die Wintergewitter zahlreicher als die des Sommers, weil die Atmosphäre im Winter sehr stürmisch ist, während im Sommer die Erwärmung zu gering ist, um lebhafte aufsteigende Luftströme zu entwickeln.

Die weit verbreiteten schwachen, gleichmäßig fallenden Regen, die sogenannten Landregen, sind auch im Sommer sehr selten von Blitz und Donner begleitet, wohl aber die rasch sich bildenden heftigen Platzregen.

*) Am deutlichsten zeigt sich dies bei den Gewittern, welche die Vulkanausbrüche regelmäßig begleiten, wobei große Wasserdampfmassen aus dem Krater emporsteigen.

Wenn die Luft bei vorherrschenden westlichen Winden reich an Feuchtigkeit ist und die Sonne kräftig den Boden erwärmt, werden die Dämpfe rasch in die Höhe geführt und dort durch Abkühlung verdichtet. So entstehen die häufigen Nachmittagsgewitter des Sommers. Sie sind besonders zahlreich in den Gebirgen, weil die Luft dort feuchter und die aufsteigende Bewegung der Luft energischer ist. Die Gewitter der Tropen tragen alle diesen Charakter. Diese Gewitter sind mehr lokal, bilden sich aber an vielen Stellen zugleich.

Die weit verbreiteten Sommergewitter, welche über ganze Länder hinwegziehen, verdanken ihre Entstehung, gleich den Wintergewittern, einem in der Nähe vorüberziehenden Wirbelsturme. Auf der Ost- und Südseite der großen atmosphärischen Wirbel bilden sich gerne kleinere sekundäre Wirbel, und diese sind hauptsächlich der Sitz der Gewitterbildungen, die mit denselben fortschreiten.

Atmosphärische Elektricität. Die Beobachtungen ergeben, dass bei heiterem Wetter und Abwesenheit von Staub und Rauch die Luft positive Elektricität zeigt. Diese positive elektrische Spannung nimmt mit der Höhe erst rasch, dann langsamer zu. Nach den Ergebnissen auf Ballonfahrten hört aber in der freien Atmosphäre diese Zunahme in größeren Höhen, etwa von 2—3000 Meter an, wieder auf und die Spannung bleibt nun konstant. Auf hohen Bergspitzen dagegen zeigt sich auch in großen Höhen noch eine Zunahme der elektrischen Spannung. Es ist dies aber in gleichem Sinne zu deuten, wie die Zunahme der elektrischen Spannung an den Erhöhungen oder Spitzen eines elektrisch geladenen Konduktors. Die Flächen gleicher elektrischer Spannung *) zeigen sich desgleichen über Häusern, Bäumen nach aufwärts gehoben und zusammengedrängt, was daselbst eine raschere Zunahme der Spannung mit der Höhe ergibt. Über der Ebene aber verlaufen sie mit dem Boden ziemlich parallel und ein von da aufsteigender Ballon gibt die wahre Änderung der elektrischen Spannung mit der Höhe. **)

Wenn der Wind Staub aufwirbelt und die Luft mit demselben erfüllt, so geben die Beobachtungen negative Elektricität (d. i. die Elektricität der Erdoberfläche). Wm. Siemens hat an der Spitze der Cheops-Pyramide beim Eintreten eines staubführenden Samums so intensive Elektricität beobachtet, dass er mit Hilfe einer improvisierten Leidner-Flasche starke Funken erzielte. Desgleichen hat Rohlfs bei einem Staubsturme in der lybischen Wüste ganz außergewöhnliche elektrische Erscheinungen beobachtet.

Vor und bei herannahendem Regen und während desselben zeigt sich zumeist negative Elektricität. Die Wolken sind der Hauptsache nach negativ elektrisch; abgetrennte Teile und Wolkenränder können auch

---

*) Die Niveauflächen des elektrischen Potentials.

**) Das wahre Potentialgefälle der atmosph. Elektricität.

positiv elektrisch sein. Elster und Geitel haben die Elektricität der Niederschläge zu konstatieren gesucht, und gefunden, dass dieselben im allgemeinen stets elektrisch geladen sind, aber sowohl positive als negative Elektricität zeigen. Bemerkenswert ist, dass der Wasserstaub der Wasserfälle negative Elektricität zeigt. Bei ruhigem Wetter verbreitet sich die elektrische Staubschicht vom Wasserfalle bis auf mehrere hundert Meter Entfernung. Die von der fallenden Wassermasse abfliegenden feinen Tropfen sind mit negativer Erdelektricität beladen und elektrisieren bei ihrem Verdampfen die Luft der Umgebung mit negativer Elektricität.

Die Hauptursache der negativen Elektricität der Wasserfälle ist aber, wie Lenard nachgewiesen hat, zum größten Teile in dem Auffallen der Tropfen auf das Wasser oder auf die nasse Erdoberfläche zu suchen, und nur zum kleinsten Teile in dem Fallen der Tropfen durch die Luft. Ist das herabfallende Wasser salzhaltig, so gibt es an die Luft positive Elektricität ab. Das Brechen und Zerstäuben der Meereswellen ist daher für die Atmosphäre eine Quelle starker positiver Elektrisierung. Jeder Regentropfen, der auf die Erde oder auf das Meer fällt, gibt der Luft negative Elektricität, dagegen die Salzwassertropfen positive Elektricität. Exner fand an der Küste von Ceylon bei einem Sturme auf der See starke positive Elektricität. Da das Meer $^2/_3$ der Erdoberfläche einnimmt, so geben dessen zerstäubende Wellen an große Luftmassen positive Elektricität ab, die von den Winden auch landeinwärts fortgeführt wird. Die so rasche Wiederherstellung der Schönwetterelektricität (der $+ \varepsilon$) wird aber wahrscheinlich zumeist von dem fallenden Regen und Schnee selbst herbeigeführt. Der fallende Regentropfen bringt $- \varepsilon$ auf die Erde und lässt $+ \varepsilon$ in der Luft zurück. In den erörterten Vorgängen sehen wir also eine Quelle für positive und negative Luftelektricität.

An heiteren, ruhigen Tagen zeigt sich eine deutliche doppelte tägliche Periode der positiven Luftelektricität. In den Vormittagsstunden um 9^h herum und dann wieder um 6 bis 8^h abends treten die Maxima positiver elektrischer Spannung ein, in den ersten Nachmittagsstunden stellt sich ein Minimum ein, desgleichen in den Nachtstunden. Die tägliche Periode der Luftelektricität an der Erdoberfläche hat daher eine große Ähnlichkeit mit der täglichen Periode des Luftdruckes. Das Auftreten von Wolken und Niederschlägen lässt in den allgemeinen Mitteln die tägliche Periode der positiven Luftelektricität nicht zur Geltung kommen.*)

Viel stärker ausgesprochen als die tägliche ist die jährliche Periode der Luftelektricität. In den kalten Monaten ist die Luftelektricität am stärksten, in den warmen Monaten am geringsten, und zwar in beiden Hemisphären. Der Winter hat die größte, der Sommer die kleinste Luftelektricität aufzuweisen.

*) In den Tropen sowie auch besonders auf Berggipfeln ist eine tägliche Periode der Luftelektricität kaum zu bemerken, und es fehlen namentlich die zwei Maxima bei Tage, die für die Niederungen so charakteristisch sind.

Die wahre Ursache dieser Erscheinungen ist noch nicht ganz befriedigend aufgedeckt. Die meisten Anhänger hat jetzt die Annahme von Peltier, dass die Erde von vorneherein eine negative elektrische Ladung besitzt, wonach die positive Luftelektricität nur eine Induktionserscheinung wäre. Diese Annahme ist neuerdings von Franz Exner durch zahlreiche eigene Beobachtungen und Deduktionen zu einer sorgfältig ausgearbeiteten Hypothese geworden, welche einen großen Teil der Thatsachen befriedigend erklärt. Exner fand einen engen Zusammenhang der Größe der elektrischen Spannung mit dem Wasserdampfgehalt der Luft. Je trockener, d. h. wasserdampfärmer, also auch je kälter die Luft ist, desto stärker ist die positive Luftelektricität. Der von der Erde aufsteigende Wasserdampf entführt derselben negative Elektricität und schwächt damit die positive Luftelektricität. In den Niederschlägen erhält die Erde die vom Wasserdampf entführte negative Elektricität wieder zurück. Im Winter bei heiterer, trockener, wasserdampfarmer Luft tritt die positive Elektricität derselben am stärksten auf, in der wasserdampfreichen Luft des Sommers ist sie viel schwächer.

Die tägliche Periode aber bleibt dabei noch unaufgeklärt. Elster und Geitel naben nachgewiesen, dass das ultraviolette Sonnenlicht imstande ist, isolierte, negativ geladene Körper allmählich zu entladen. Sie haben darauf gegründet die Ansicht entwickelt, dass es die ultravioletten Strahlen sind, welche die negative Ladung der Erdoberfläche in die Atmosphäre zerstreuen. Der Zusammenhang mit dem Wasserdampf würde hiernach nur ein scheinbarer sein, weil auch die ultraviolette Strahlung mit dem Dampfdrucke stark zunimmt. Die jährliche Periode der Luftelektricität lässt sich natürlich auch auf diesem Wege leicht erklären.

Die Steigerung der elektrischen Spannung in den Wolken bis zu Funkenentladungen erklärt sich vorläufig am einfachsten dadurch, dass durch das Zusammenfließen des elektrisch geladenen, die Wolken bildenden feinen Wasserstaubes zu Tropfen eine sehr starke Zunahme der elektrischen Spannung auf der Oberfläche derselben eintreten muss. Allerdings ist diese Annahme nicht einwurfsfrei.

Die Menge des jährlich fallenden Regens, sowie deren Verteilung über die Jahreszeiten ist eines der wichtigsten klimatischen Elemente. Das Ausmaß der Wärme und des atmosphärischen Niederschlages, welches einem Orte auf der Erdoberfläche zukommt, ist entscheidend für dessen Bewohnbarkeit und den Reichtum des Lebens, das dort eine Stätte der Entwickelung zu finden vermag. Wüsten und Steppen, die wir in den gemäßigten wie in den heißen Zonen antreffen, sind nur durch völligen oder teilweisen Regenmangel bedingt, sie sind meteorologische Erscheinungen, hervorgerufen durch die Richtung der vorherrschenden Winde und die Gestaltung des Bodenreliefs.

Die Gebiete und die Gürtel stationären hohen Luftdruckes sind im allgemeinen regenarm. Dem subtropischen Gürtel hohen Luftdruckes ge-

hören die regenärmsten Gebiete der Erde an; nur an den Ostküsten der Kontinente werden sie unterbrochen infolge der dort auftretenden sommerlichen, feuchten Monsunwinde von einem warmen Meere her. Die stationären Gebiete hohen Druckes sind der Sitz herabsinkender Luftbewegung, und diese bedingt immer Trockenheit. Die mittlere Passatregion ist desgleichen regenarm, weil die Passate von höheren in niedrigere Breiten wehen, sich dabei erwärmen und relativ trocken werden. Wo die Passate aber Gebirge treffen und zum Aufsteigen und zur Abkühlung gezwungen werden, können sehr große Regenmassen fallen, eben wegen der Beständigkeit dieser Luftströme und ihrer Herkunft von warmen Meeren also wegen dem großen Wasserdampfgehalt derselben. Die Gebirgsküsten, die von den Passaten getroffen werden, sind deshalb sehr feucht. Wo durch stationäre Luftdruckverhältnisse bedingt, Landwinde vorherrschen, sind die Niederschläge spärlich oder fehlen fast ganz, wie an der Ostküste von Asien im Winter.

Die stationären Gebiete und Zonen niedrigen Luftdruckes sind hingegen regenreich, weil in denselben eine aufsteigende Luftbewegung vorherrscht, welche häufige und intensive Niederschläge bedingt. Je wasserdampfreicher die Luft in diesen Gebieten, desto reichlicher sind die Niederschläge, deshalb gehört der äquatoriale Gürtel niedrigen Luftdruckes (Kalmengürtel) zu den regenreichsten Teilen der Erdoberfläche.

Die Gebiete niedrigen Luftdruckes, die im Winter namentlich über den Oceanen in den höheren Breiten sich einstellen, sind desgleichen reich an Niederschlägen, wenn auch wegen des schon geringen Dampfgehaltes der Luft die Intensität der Regen nicht mehr sehr groß ist. Alle warmen Meeresbecken haben die Tendenz zu reichlicheren Niederschlägen, weil sich über denselben gerne Luftdruckminima entwickeln.

Luftströmungen, die von Meeren herkommen, begünstigen die Niederschläge, namentlich wenn sie von einem warmen Meere kommen. Kommen sie von relativ kalten Meeren und wehen sie gegen eine wärmere Küste, so können sie jedoch auch das Gegenteil bewirken, eine regenarme oder ganz regenlose Küstenzone, wie dies an der tropischen und subtropischen Westküste von Südafrika und Südamerika der Fall ist.

Wo eine stationäre Luftdruckverteilung vorherrschende Seewinde bedingt, ist aber in der Regel Regen häufig und sind die Niederschläge ausgiebig, namentlich wo der Seewind gegen eine Gebirgsküste weht. Der Sommer-Monsun, hervorgerufen durch den niedrigen Luftdruck über dem erwärmten Lande, bringt die Regenzeit, so in Indien, Ostasien, Nordaustralien, Senegambien. In mittleren und höheren Breiten sind es die Westküsten, welche unter der Herrschaft der Seewinde stehen und deshalb reichliche Niederschläge empfangen.

Alles, was eine aufsteigende Luftbewegung begünstigt, begünstigt auch die Entstehung von Niederschlägen. Relativ warme Teile der Erde sind deshalb im allgemeinen reicher an Niederschlägen, als relativ kühle.

Natürlich sind die subtropischen Wüstengebiete davon ausgenommen, weil diese, trotz ihrer hohen Wärme im Sommer, in einem Gebiete liegen, welches infolge der allgemeinen atmosphärischen Cirkulation einem absteigenden Luftstrome angehört. Gebirge sind aus gleichem Grunde überall niederschlagsreicher als die Umgebung; in regenarmen kontinentalen Gebieten (inneres Asien, westliches Nordamerika) stellen sich in den Gebirgen in Höhen von 1500 oder 2000 Meter Wälder ein und markieren die beginnende Zone reichlicheren Niederschlages. Wo höhere Gebirgszüge einem vorherrschenden feuchten Luftstrome in den Weg treten, haben sie eine regenreiche Luvseite und eine trockene Leeseite. Die im «Windschatten» hinter dem Gebirge liegenden Niederungen sind dann regenarm. Von hohen Gebirgen rings umschlossene Länder sind, namentlich in der kälteren Jahreszeit, trocken.

Man wird mittelst dieses allgemeinen Schlüssels zur Beurteilung der Niederschlagsmengen, die eine Erdstelle empfangen dürfte, meist die Gründe leicht anzugeben vermögen, für die Unterschiede, die sich nach der folgenden Tabelle (Seite 192) in den Niederschlagsmengen verschiedener Orte herausstellen.

Die größten Regenmengen fallen in den Passat- und Monsungebieten, wo diese als Seewinde ein Gebirge hinanwehen müssen, z. B. Hilo Hawaii, Mahabuleshwar, Cerra Punji (im Khassia-Gebirge), Buitenzorg und an den Westküsten mittlerer und höherer Breiten: Florö und Bergen in Norwegen; Upper Glencroe, Stye, Seathwaite, Westküste von Schottland und Nordengland; dann Sierra Estrella bei Coimbra; Hermsburg am Südfuße des Krainer Schneeberges; Crkvice (Krisvosije), Gebirgskessel der dinarischen Alpen, den Süd- und Südwestwinden, die von der warmen Adria herkommen, zugänglich; Fort Tongas, Sitka (Nordwest-Amerika); Valdivia (Westküste Süd-Amerika), Hokitika (Westküste der Südinsel von Neuseeland). Hinter der stark benetzten Außenzone der Gebirgsküsten nimmt die Regenmenge rasch ab. So haben in Norwegen die inneren Fjordthäler nur Regenmengen von 50 ja 40 Centimeter, wo am Außenrande 160—180 Centimeter fallen. In den Alpen sind die nördlichen wie die südlichen Randzonen sehr regenreich mit 100—200 Centimeter, die inneren Thäler viel regenärmer, ja selbst trocken (oberes Innthal ober Landeck bis Zernetz mit 50 Centimeter etwa, Wallis, wo künstliche Bewässerung nötig wird). Sehr schön zeigt sich die Zunahme der Regenmenge mit der Höhe an der Westseite eines Gebirgsriegels und die Abnahme derselben auf der Ostseite desselben am Arlberge zwischen Vorarlberg und Tirol:

(West)	Bludenz	Klösterle	Langen u. Stuben	S. Christof	S. Anton	Landeck (Ost)
Höhe	560	1060	1310	1790	1280	810 Meter
Regenmenge	119	151	184	189	119	61 Centimeter.

Auf der Süd- und Westseite des Appenin haben Genua und Pisa 129 und 124 Centimeter, auf der Ostseite Modena und Bologna nur 54 Centimeter Regenfall. Die Regenverteilung im böhmischen Bergkessel und seiner Umgebung ist eines der trefflichsten Beispiele, in welchem Grade die Regenmenge abhängig ist von den Höhenverhältnissen. Für Böhmen, wie für ganz Mittel-Europa, ist der SW- und W-Wind, der vom atlantischen Ocean herkommt, der Regenwind. Er lässt zunächst am westlichen Gebirgsrand (Böhmerwald) die größte Menge seiner Feuchtigkeit fallen (Eisenstein, Duschlberg), und wird immer trockener, je tiefer er in die Mitte des Kessels hinabsteigt (Budweis, Pilsen, Prag), und sich dabei erwärmt. Sowie er aber wieder die Abhänge des Riesengebirges hinaufzusteigen gezwungen wird (Hohenelbe), kühlt er sich wieder ab, und es verdichtet sich neuerdings sein Wasserdampf in reichlicherem Maße. Das schlesische Becken auf der Ostseite des Riesengebirges hat aber wieder spärlicheren Regen (Breslau), sowie die Mitte des böhmischen Beckens. Aus der Tabelle ersieht man auch deutlich den Einfluss der Alpen auf die Steigerung der Regenmenge. Diese Steigerung ist am stärksten unmittelbar an den Nord- und Südhängen, wo die feuchten Winde zuerst zum Emporsteigen genötigt werden. Derartige Beispiele liefern die meisten Gebirge.

Gruppiert man die Stationen nach ihrer Seehöhe, so ergibt sich sehr deutlich auch im allgemeinen eine Zunahme des Regenfalls mit der Höhe. Z. B.:

Böhmen . . .	290	470	610	840	Meter.
Regenfall . . .	58	64	75	97	Centimeter.

Deutsches Mittelgebirge . . .	2—300	3—400	4—500	5—700	700—1000	Meter
Regenmenge . .	65	70	78	85	100	Centimeter.

Die Zunahme der Niederschlagsmenge reicht nur bis zu einer gewissen Höhe, von welcher ab wieder eine Verminderung derselben zu beobachten ist. Doch ist die Lage dieser Maximalzone des Regenfalls nur in wenigen Fällen festgestellt worden. Hill hat für den nordwestlichen Himalaja (indische Seite) die Maximalzone der Sommermonsun-Regen bei 960 Meter relativer (über der Ebene) oder 1270 Meter absoluter Seehöhe gefunden. In höheren Breiten steigt diese Höhenzone im Sommer hinauf und senkt sich im Winter, Maßangaben darüber fehlen, doch scheint die Höhe der mitteldeutschen Gebirge die Maximalzone der Winterniederschläge zu erreichen.

Man würde sich also sehr täuschen, wenn man die gesammte Niederschlagsmenge eines Gebirges nach den in den Thalsohlen gemessenen Regenmengen abschätzen wollte. Sie ist stets weit größer als diese, wie dies schon die Abflußverhältnisse zu erkennen geben.

Mittlere jährliche Regenhöhe für 146 Orte in Centimeter.

Ort	Regenhöhe	Ort	Regenhöhe	Ort	Regenhöhe
Südvaranger	33	Regensburg	60	Konstantinopel	70
Tromsö	104	Duschlberg (Böhmerw.)	121	Smyrna	62
Florö	194	Eisenstein „	124	Jerusalem	49
Bergen	186	Pilsen	50	Alexandrien	22
Kristiania	59	Budweis	67	Suez	3
Upsala	56	Prag	47	Petersburg	42
Kopenhagen	59	Hohenelbe	96	Riga	48
Upper Glencroe	326	Brünn	50	Kostroma	49
Edinburgh	59	Wien	59	Kiew	49
Seathwaite (130 *m*)	361	Linz	73	Odessa	36
Styc (330 *m*)	472	Krakau	63	Kursk	43
Manchester	90	Lemberg	68	Kasan	35
London	61	Tarnopol	57	Astrachan	12
Dublin	74	Czernowitz	61	Kutais	142
Paris	58	Hermannstadt	66	Tiflis	49
Brest	74	Szegedin	52	Baku	25
Bordeaux	66	Debreczin	62	Katharinenburg	34
Lyon	78	Budapest	53	Tobolsk	46
Marseille	55	Agram	90	Barnaul	23
Valladolid	32	Genf	79	Peking	61
Madrid	38	St. Bernhard (2470 *m*)	112	Tokio	177
Zaragossa	33	Zürich	110	Tongas (Alaska)	300
Murcia	34	Bregenz	155	Sitka	225
Gibraltar	76	Tegernsee	119	S. Francisco	60
Lissabon	73	Salzburg	116	S. Louis Mo.	95
Coimbra (89 *m*)	89	Alt-Aussee	197	New-York	120
Sierra Estrella (1440 *m*)	391	Chur	84	Cincinnati	112
Porto	134	Innsbruck	87	New-Orleans	121
Santiago	165	Botzen	73	Buenos Ayres	87
Kiel	65	Klagenfurt	96	Santiago de Chile	43
Hamburg	66	Gratz	79	Valdivia	277
Hannover	57	Laibach	142	Kapstadt	61
Münster	69	Krehovce	281	Algier	79
Brüssel	71	Hermsburg (940 *m*)	317	Perth (W. Austr.)	78
Köln	59	Raibl	218	Adelaide	54
Frankfurt a. M.	62	Tolmezzo	244	Sydney	129
Gotha	61	Triest	111	Hilo (Hawaii)	369
Brockengipfel (1142 *m*)	167	Fiume	153	Hokitika	287
Stettin	49	Lesina	79	Kap York	221
Berlin	59	Crkvice (1050 *m*)	429	Batavia	178
Leipzig	54	Corfu	132	Buitenzorg (265 *m*)	446
Dresden	54	Venedig	89	Rio de Janeiro	121
Königsberg	60	Modena	75	Cayenne	330
Posen	51	Verona	86	Havanna	232
Warschau	58	Mailand	97	Sierra Leone	320
Breslau	56	Lugano	157	Singapore	228
Karlsruhe	72	Florenz	108	Calcutta	167
Straßburg	67	Rom	80	Bombay	188
Ulm	63	Neapel	85	Mahabuleshwar (1380 m)	645
München	81	Palermo	58	Cerra Punji (1250 *m*)	1253
		Athen	39		

Regenarme oder nahezu regenlose Gebiete auf unserer Erde sind:

Erstlich der große Wüsten- und Steppengürtel, der Nord-Afrika zwischen 18 und 30° nördlicher Breite als Sahara und lybische Wüste durchzieht, dann über Arabien, Syrien, Mesopotamien nach Persien hinüberreicht. Im Nordosten schließen sich ihm an die ausgedehnten Steppen in den Niederungen am kaspischen Meere (Astrachan) und Aralsee bis zum Balkaschsee. Einerseits die Lage im subtropischen Gürtel, andererseits das Vorherrschen nördlicher und nordöstlicher Winde sind die Ursachen der Regenarmut dieser Gegenden. Gebirge machen aber auch in diesem Wüstengürtel eine Ausnahme und erfreuen sich größerer Feuchtigkeit und reichlicherer Vegetation.

Von dem höchsten Gebirgskranz der Erde umschlossen, liegt noch weiter östlich das Wüstengebiet von Ostturkestan und der Mongolei, die Wüste Gobi. Der hohe ringförmige Gebirgswall raubt den Winden alle Feuchtigkeit, bevor sie in die centrale Niederung herabsteigen.

In Süd-Afrika haben wir ein weiteres Beispiel einer derart erzeugten Steppe, die Kalahari. Die Randgebirge im Osten rauben dem beckenartig gestalteten Innern von Süd-Afrika die Feuchtigkeit des vorherrschenden SO-Passats.

Ähnliches wiederholt sich in Nord-Amerika in dem Wüstenbecken des großen Salzsees zwischen dem Felsengebirge im Osten, der Sierra Nevada und dem Küstengebirge im Westen. Auch die Ebenen am Ostfuße des Felsengebirges, welches den feuchten SW-Wind abhält, neigen zur Steppenbildung, der südlichere Teil ist sogar völlige Wüste, die «Llano estacado», oder die amerikanische Wüste.

Bemerkenswert ist die Regenarmut der Westküsten der Kontinente in den subtropischen, zum Teil selbst noch in tropischen Breiten; so die Westküste von Süd-Amerika vom mittleren Chile bis gegen Ecuador hinauf, die Westküste von Süd-Afrika vom Oranje-Fluss bis gegen Benguela hinauf; hieher gehören auch, in geringerem Maße allerdings, Nieder-Kalifornien und die Küste von Marocco. Die Trockenheit dieser Gegenden hängt damit zusammen, dass die Luftdruckverteilung (siehe die Karten der Luftdruckverteilung im Januar und Juli, sowie jene der Meeresströmungen) für dieselben vorherrschende kühle Winde aus höheren Breiten bedingt, und zugleich auch kühle Meeresströmgngen, in derselben Richtung fließend, die Küsten abkühlen. An den Ostküsten verhält es sich gerade umgekehrt. Am kräftigsten und konstantesten sind diese kühlen Luft- und Meeresströmungen von höheren gegen niedrigere Breiten auf der südlichen Hemisphäre, daher der Regenmangel an der afrikanischen und südamerikanischen Westküste am vollständigsten ist.

Jenseits der subtropischen Breiten, auf der Polarseite der subtropischen Barometer-Maxima, wo die Winde von niedrigeren gegen höhere Breiten wehen, werden die Westküsten sehr regenreich, so das südliche Chile und die Westküste Patagoniens (die Ostseite ist dafür sehr

trocken), die Westküste Nord-Amerikas nördlich von 40°, ebenso jene des nördlichen Teils der iberischen Halbinsel u. s. w.

Das Innere von Australien, so weit es im Gebiet des beständigen SO-Passates liegt, hat durchgängig wüstenartigen Charakter als Folge des Regenmangels. Der Südostpassat setzt seine Feuchtigkeit an dem östlichen Gebirgsrand ab, und weht trocken über die inneren Ebenen. Der Nordsaum Australiens empfängt tropische Regen mit dem NW-Monsun, die Südküsten haben Winterregen beim Zurückweichen der Passatgrenze.

Dass es nur der Regenmangel und nicht die Bodenbeschaffenheit ist, welche den Wüstencharakter der Sahara, des Inneren von Arabien etc. verschuldet, bestätigen uns alle Reisenden. Überall wo künstliche Bewässerung den Wüstenboden tränkt, gestattet er reiche Bodenkultur und selbst der gelbe Sand der Wüsten Arabiens bekleidet sich nach den spärlichen Winterregen mit üppigem Grün.

Ausgedehnte Ebenen neigen stets zur Steppen- und Savannenbildung, weil sie sich im Sommer stark erhitzen, und selbst feuchten Luftströmen, die über sie hinwegziehen, keinen Niederschlag gestatten, wozu ja eine Abkühlung erforderlich ist. In der Mitte der Passatregion tritt dies am auffallendsten hervor. Gebirge geben unter allen Zonen zu öfteren und reichlichen Niederschlägen Veranlassung, indem sie die Winde zum Emporsteigen nötigen, wobei diese sich abkühlen. Das von ihren Abhängen herabströmende Wasser befeuchtet die Ebenen an ihrem Fuß, und macht in kontinentalen Klimaten allein deren Anbau möglich, wie sich dies am deutlichsten in Mittelasien zeigt.

Regenzeiten. Die ganze Regenmenge, welche auf einen Landstrich jährlich herabfällt, kann entweder ziemlich gleichmäßig über die einzelnen Monate verteilt sein oder es regnet nur in bestimmten Monaten, während die übrige Zeit hindurch Regenlosigkeit herrscht. Ob die eine oder die andere Verteilung des Regenfalles stattfindet, ist natürlich höchst wichtig, besonders für die Vegetationsverhältnisse. Dieselbe Regenquantität, die über das ganze Jahr verteilt hinreicht, den Boden genügend zu bewässern, wird für die Bodenkultur nahezu wertlos, wenn sie plötzlich während einiger Monate herabstürzt und die übrige Zeit des Jahres Dürre herrscht. Man teilt die Erdoberfläche in Zonen mit gleichmäßig verteiltem Regenfall und in Zonen mit periodischem Regenfall. Periodischer Regenfall herrscht überall dort, wo periodische Winde, die Passate oder Monsune wehen, also in den Tropen, den Monsungebieten, dann in jenen Gebieten an der polaren Passatgrenze, welche im Sommer vom Passat überweht werden, im Winter aber aus der Passatregion heraustreten, welche Gebiete man die subtropische Regen-Zone nennen kann.

Jenseits der äußersten Passatgrenzen, im Gebiete der vorherrschenden W-Winde, hört die Periodicität des Regenfalles auf, wenngleich

gewisse Jahreszeiten auch hier reicher an Regen sind als andere. Man kann den 40. Breitegrad als die Grenze des periodischen Regenfalles annehmen. Die Ostseiten der Kontinente machen aber hievon eine Ausnahme, denn es gehen daselbst die tropischen Sommerregen unmittelbar in die Sommerregen der höheren Breiten über, die den Kontinentalflächen eigentümlich sind.

In den Tropen selbst sind wieder zu unterscheiden der Kalmengürtel mit den äquatorialen Regen der aufsteigenden Luftbewegung und die tropischen Regen über den Kontinenten und Inseln bei höchstem Sonnenstand und dem damit verbundenen Abflauen des Passates.

Der Kalmengürtel, auf den Festländern circa zwischen 5° Nord und Süd vom Äquator, zeichnet sich aus durch reichlichen Regenfall zu allen Jahreszeiten in Form von Gewitterregengüssen, die meist Nachmittags eintreten. «Ein mit feinen Sinnen begabter Beobachter», sagt Boussingault, «auch wenn er unter dem Äquator selbst verbliebe, würde das Rollen des Donners ununterbrochen vernehmen.» Eine Abnahme der Regenmenge tritt ein, wenn die Sonne am weitesten nördlich und südlich vom Äquator verweilt, im Juni und December.

Außerhalb des Kalmengebietes tritt für einen Ort unter den Tropen die Regenzeit ein, wenn die Sonne in das Zenith desselben kommt. Dann wird der sonst regelmäßig wehende Passatwind immer schwächer, hört endlich ganz auf und macht veränderlichen Winden und Windstillen Platz. Der Passat führt nun nicht mehr beständig kühlere trocknere Luft herbei, die steigende Hitze und Windstille begünstigen einen aufsteigenden Luftstrom, der die feuchte Luft in die Höhe führt, sie abkühlt und tägliche Nachmittagsgewitter erzeugt, bei welchen die heftigsten Platzregen herabstürzen. Die Nächte und Morgen sind aber meistens heiter und klar. So wie die Sonne sich wieder weiter vom Zenith entfernt, fängt der Passatwind wieder an zu wehen, und bringt die trockene Zeit des Jahres, während welcher kaum jemals eine Wolke den reinen Glanz des Himmels trübt. Im ehemals spanischen Amerika heißt die Trockenzeit verano (Sommer), die Regenzeit invierno (Winter), obgleich dann die Sonne am höchsten steht. Unter den Tropen scheidet man die Jahreszeiten nicht nach dem Sonnenstande, sondern nach dem Eintreten und Aufhören der Regenperioden.

Es kommt aber die Sonne für alle Orte zwischen Wendekreis und Äquator zweimal in das Zenith. Indem sie dabei hinter sich her einen Regengürtel nachzieht, kommt es an vielen Orten, wo zwischen dem Hin- und Zurückgang der Sonne von ihrer größten Deklination eine hinlängliche Pause eintritt, zu einer zweiten Regenzeit beim zweiten Zenithstand der Sonne, es sondert sich die Regenzeit in zwei Abschnitte, welche durch eine kleinere Trockenzeit (veranillo) getrennt sind. Die Gegenden mit doppelter Regenzeit bilden aber keinen geschlossenen Gürtel um die Erde, sie treten mehr sporadisch auf, am deutlichsten in Mittel-Amerika und Afrika.

In den Monsungebieten tritt die Regenzeit auch beim höchsten Stand der Sonne ein, weil dann der vom Äquator heraufkommende feuchte Monsun weht. Aber eine doppelte Regenzeit fehlt im allgemeinen in diesen Gebieten selbst in äquatornahen Breiten, doch tritt hier und da vor dem Wiedereintritt der Passate noch einmal eine Verstärkung der Regen ein.

Wo der Passat über das Meer herkommt und ein Gebirge ihm in den Weg tritt, kondensiert er seinen Wasserdampf an demselben, wie z. B. an der Ostküste von Mittel-Amerika, in Madagaskar, auf den Philippinen, Hawaischen Inseln etc. und überhaupt auf allen hohen Inseln. Wegen der Beständigkeit des Passates ist die Ostseite höherer Inseln deshalb geradezu die feuchte Seite, wo die tropische Vegetation ihre höchste Üppigkeit erreicht, während die Westseite nur Savannen hat oder ganz dürr ist. Namentlich die hawaiischen Inseln zeigen aus diesem Grunde auf kurze Entfernungen hin, die größten Gegensätze von üppigster tropischer Vegetation und wüstenähnlicher Dürre.

An das tropische Regengebiet schließt sich das subtropische an, durchschnittlich von 28—40° Breite reichend. Es ist dies das Gebiet der Winterregen oder der Regen um die Zeit des niedrigsten Sonnenstandes. Der Sommer ist regenarm. Dieses Regengebiet ist bedingt durch die jahreszeitliche Verschiebung der Passatzonen. Es gehört im Sommer der Passatregion an oder doch dem Gebiet «polarer» Winde, welche von dem Gürtel hohen Luftdruckes an der nördlichen Passatgrenze ausgehen, und hat während dieser Zeit auch keine Regen. Mit dem Zurückweichen des Passates gegen den Äquator im Herbst tritt zuerst für den nördlichen Teil (auf der Nordhalbkugel) dieser Zone, dann im Winter auch für den südlicheren die Regenzeit ein. Dieses Regengebiet bildet keinen geschlossenen Gürtel um die ganze Erde, sondern greift nur Platz auf den Meeren und auf den Westseiten der Kontinente, einerseits weil hier die jahreszeitliche Verschiebung der Passatzonen am größten ist, anderseits, weil an den Ostseiten in Folge der Luftdruckverteilung monsunartige Winde im Sommer Feuchtigkeit und Niederschläge vom Meere ins Land hineintragen.

Im subtropischen Regengebiet liegen: Nord-Afrika, Spanien, Süd- und Mittel-Italien, die Türkei und Griechenland, Kleinasien, Syrien, Palästina, das nördliche Arabien, Mesopotamien, Persien; in der neuen Welt: Kalifornien, Oregon- und Washington-Territorium. Auf der südlichen Hemisphäre gehören dieser Regenzone an: Chile, das Kapland, der Südwesten von Australien und die Nordinsel von Neuseeland. In allen diesen Ländern ist der Sommer regenarm. Dem subtropischen Regengebiet gehören nicht an die Ostseiten der Festländer, so der östliche Teil der Vereinigten Staaten, welcher Sommerregen hat infolge einer Art von Monsunwinden aus S und SW, die vom mexikanischen Busen heraufwehen zur Zeit der höchsten Erwärmung des Festlandes;

ferner China, das ebenfalls Sommer-Monsunregen hat, die Ostseite des Kaplandes und Natal, in Süd-Amerika die argentinische Republik. Da die Sommerdürre dem Ackerbau hinderlich ist und eine künstliche Bewässerung nötig macht, so ist diese Ausnahmsstellung der Unionsstaaten und Chinas sehr wichtig, und sie verdanken derselben, dass sie Ackerbaustaaten ersten Ranges werden konnten. Umgekehrt hat die Vernachlässigung eines ausgebildeten künstlichen Irrigationssystems, wie es im Altertume bestanden hat, in manchen Mittelmeerländern, besonders jenen, die unter türkischer Herrschaft stehen, die frühere Blüte und den früheren Bodenreichtum verloren gehen lassen. Nirgends hat auch die schonungslose Ausrodung der Wälder traurigere Folgen nach sich gezogen als im subtropischen Regengürtel, in den Mittelmeerländern; wir erinnern nur an Sicilien, Griechenland, Cypern, Palästina u. s. w., Länder, die im Altertume berühmt waren durch ihren Überfluss an Bodenprodukten.

Jenseits der subtropischen Breiten liegt das Gebiet mit Regen zu allen Jahreszeiten. An den Westküsten der Kontinente besteht eine Tendenz zu Herbstregen, im Innern des Landes aber herrschen Sommerregen,*) daher man die Regenzone der gemäßigten Breiten auch kurz als die der vorwiegenden Sommerregen bezeichnet. Der Übergang von den subtropischen Winterregen in Nord-Afrika und Süd-Italien zur Sommerregenzeit in Mittel-Europa findet in der Weise statt, dass allmählich die Herbst- oder die Frühlingsregen das Übergewicht über die Winterregen erlangen, bis sie endlich zu einem Sommermaximum werden.

Wir wollen die jährliche Periode des Regenfalls in Europa etwas näher betrachten, und gehen dabei von Norden nach Süden und von Westen nach Osten.

An der norwegischen Küste fällt die größte Regenmenge von September bis December (45 Procent der Jahresmenge) mit einem Maximum im October. Ähnlich verhält es sich auf Schottland und den Faröern, wo die größte Niederschlagsmenge im December und Januar fällt. In Irland und im westlichen England ist der Januar der regenreichste Monat, zugleich aber hat der October ein zweites kleineres Maximum, welches im östlichen England das Hauptmaximum wird. In Norwegen und auf den Faröern sind Mai und Juni die trockensten Monate, in Schottland ist der Mai der trockenste Monat, im westlichen England und Irland der April und im östlichen England der März. Die Trockenzeit wandert im Frühjahr nach Norden, sowie wir dies weiter im Süden bei der Regenzeit sehen werden.

In Schweden aber, jenseits des westlichen Gebirgswalles der skandinavischen Halbinsel, fällt im August die größte Regenmenge, und zwar (relativ) zunehmend nach Norden, der trockenste Monat ist der März.

*) Auf den Oceanen ist die Häufigkeit der Niederschläge im Winter am größten, Regenmessungen selbst liegen nur wenige vor.

In Dänemark sind August und September die Monate stärksten Regenfalls, das Minimum tritt im April ein; noch stärker ausgeprägt sind die Septemberregen in Schleswig-Holstein, während im März am wenigsten Regen fällt. In Niederland und an der deutschen Nordseeküste tritt das Maximum im August ein, das Minimum im März. Weiter landeinwärts, sowie in ganz Mittel- und Süddeutschland fällt der meiste Regen im Juli, Juni und August stehen aber wenig nach, während der Februar die geringste Niederschlagsmenge hat. In Mittel-Deuschland tritt auch der September als trockener Monat auf. In den deutschen Ostseeländern ist das Juli-Maximum noch stärker ausgeprägt als in Mittel- und Süd-Deutschland und haben überhaupt die Sommerregen zugenommen, der Februar bleibt auch hier der niederschlagsärmste Monat. Der nordwestliche Teil Deutschlands in der Nähe des Meeres hat einen regenreicheren Herbst gegenüber dem Frühling, das innere und östliche Deutschland einen trockenen Herbst und ziemlich regenreichen Frühling. Der Periodicität des Regenfalls ist schärfer ausgeprägt an den Küsten der Nord- und Ostsee, wo die Differenz des Regenfalls der extremen Monate 7—8 Procent der Jahresmenge beträgt, während sie in Mittel- und Süd-Deutschland nur 5 Procent erreicht.

Belgien hat August- und Octoberregen, die west- und nordfranzösische Küste hat October- und Novemberregen, also ausgesprochene Herbstregen und die trockenste Zeit im Mai. Landeinwärts tritt die Hauptregenzeit wie im ganzen mittleren und östlichen Europa im Sommer ein. In der Nordschweiz fällt im August die größte, im Februar die kleinste Regenmenge; die Sommerregenzeit ist sehr ausgeprägt. Im Rhonegebiet aber fällt im Herbst schon etwas mehr Regen als im Sommer, und im Canton Tessin auf der Südseite der Alpen gibt es die reichlichsten Regen im September und October. Wir werden gleich sehen, dass überhaupt die Alpen die Scheidewand zwischen dem Sommerregengebiet im Norden und den Herbstregen im Süden bilden.

In dem größten Teile von Österreich-Ungarn ist der Juni der regenreichste Monat, so in ganz Böhmen, in ganz Ungarn mit Siebenbürgen, im östlichen Teile von Galizien und in der Bukowina. In Mähren und Schlesien fällt im Juni und August fast die gleiche Regenmenge mit einer zwischenliegenden Abnahme im Juli. West-Galizien und das Tatra-Gebiet haben vorwiegende Juliregen.

Die Nord-Alpen-Zone von Wien bis Bregenz hat Juli- und Augustregen, das Alpenvorland neigt zu Juli-, die inneren Alpenthäler zu Augustregen. Die Thäler auf der Südseite der Centralkette haben im Osten Juliregen, im Westen Augustregen. Zugleich beginnt aber hier auch der September regenreich zu werden und schon im oberen Drauthal, sowie im oberen Etschthale und wahrscheinlich längs der ganzen Draulinie, steigert sich der Regenfall im October wieder zu einem sekundären Maximum. Unmittelbar südlich vom oberen Drauthal beginnt schon das Octobermaximum das Übergewicht zu erlangen über das auf den Juni zurück-

gewichene Sommermaximum. Im südwestlichen Kärnten ist das Octobermaximum schon das Hauptmaximum, die Sommerregen sind aber noch nach Ort und Zeit unregelmäßig verteilt. Südlich von der Kette der Karawanken, in Krain, ist das Octobermaximum vollständig entwickelt, auf Juli und August fällt schon ein sekundäres Minimum. Weiter nach Osten (in Agram, Esseg) ist es ziemlich unentschieden, in welchem Monate mehr Regen fällt, im Juni oder October. In den Karnischen Alpen, im Gebiete von Udine und Belluno, sowie in der oberitalienischen Ebene am Fuße der Alpen findet man eine entschiedene Vorherrschaft der Octoberregen, ein sekundäres Maximum tritt im Juni oder Mai ein. Das Trentino bildet vielleicht eine kleine Ausnahme von seiner Umgebung durch die bis zum Maximum gesteigerten Mairegen, doch sind hier längere Beobachtungen abzuwarten. Ebenso treffen wir längs der ganzen Ostküste des adriatischen Meeres Octoberregen mit zunehmendem Procentsatze der Jahressumme bis jenseits des 44. Breitegrades die Novemberregen das Übergewicht erlangen und zu Korfu schon das Maximum zwischen November und December fällt. Gleichzeitig nehmen die Sommerregen rasch ab, und etwa von 45 Grad an fällt mehr Regen in den drei Winter- als in den drei Sommermonaten. Je weiter nach Süden, desto ausgeprägter scheidet sich eine Trocken- von einer Regenzeit. Unter dem 41 Grad fällt im Juli nur 1 Procent der Jahressumme, im ganzen Sommer schon vom 43. Grad an nur mehr 12 Procent, unter 41 Grad etwa 10 Procent, in Korfu 39½ Grad blos noch 4 Procent. Im oberen Teile des adriatischen Meeres hat der Mai oder Juni ein sekundäres Maximum des Regenfalles, im mittleren und südlichen Teile der März.

Die trockensten Monate sind in ganz Österreich-Ungarn bis zum 45. Breitegrad (wo der Juli der trockenste Monat wird) der Januar und Februar. Besonders bemerkenswert ist die Regenarmut des Februar am Südfuße der Centralkette der Alpen. Auf der Nordseite der Alpen sind auch September oder October ziemlich trocken. Die große ungarische Niederung ist charakterisiert durch Frühsommerregen und relativ ärmliche Niederschläge im Hochsommer, ferner durch ein zweites ziemlich hervortretendes Maximum im November, selbst erst im December.

Südfrankreich und die ligurische Küste haben wie die Poebene Octoberregen und einen trockenen Juli. Dasselbe gilt auch noch für Mittel-Italien. In Neapel aber hat schon der November etwas mehr Regen als der October, und auf Sicilien fallen im Winter reichlichere Niederschläge als im Herbst, der regenreichste Monat ist der December oder Januar. Zugleich wird der Sommer sehr regenarm, indem er nur mehr 5% des jährlichen Regenfalles liefert, und der Juli ist fast ganz regenlos. Sicilien und Calabrien gehören wie die gegenüberliegende Küste von Afrika dem typischen Winterregen-Gebiet an.

Die iberische Halbinsel hat an ihrer West- und Südküste Winterregen, das innere Tafelland hat Herbst- und Frühlingsregen, erstere wiegen jedoch vor. Der Sommer ist überall trocken außer an der Nord-

küste, wo sich zudem Winter- und Herbstregen fast die Wage halten. Die Balkanhalbinsel hat an den Küsten Herbst- und Winterregen, in ihrem Innern herrschen dagegen die kontinentalen Sommerregen vor.

Im mittleren Russland ist ein Julimaximum des Regenfalls stark ausgeprägt (15%), noch mehr im Ural (18%), wie sich überhaupt die Sommerregen landeinwärts steigern, während gleichzeitig die Winterniederschläge abnehmen. Der Procentsatz der Sommerregen beträgt in

N.-W.-Frankreich	Nordseeländer	Deutsches Ostseegebiet	Mittleres Russland	Ural
24	28	36	38	53%

In dem russischen Ostseegebiet ist der Regenfall vom Juli bis October ziemlich gleichmäßig und erreicht um diese Zeit sein Maximum. In Süd-Ost-Russland, sowie an dem Nord-Ufer des kaspischen und Schwarzen Meeres fällt die größte Regenmenge im Juni, es tritt aber im November eine zweite Steigerung des Regenfalls auf.

Ein sehr wichtiges klimatisches Element ist auch der Grad der Himmelsbeckung mit Wolken, die Bewölkung.

Das nachstehende Kärtchen (Fig. 52) zeigt die Verteilung der mittleren Bewölkung auf der ganzen Erde nach Teisserenc de Bort. Die Linien gleicher Bewölkung (Isonephen) sind nach Einheiten einer zehnteiligen Bewölkungsskala gezogen. Die Zahl 10 entspricht völlig bedecktem Himmel, 5 halbbedecktem, 0 völlig heiterem Himmel (ohne Wolken). Die kleinste Bewölkung 2—4 (im Jahresmittel) findet man in den Subtropenzonen der beiden Hemisphären, die größte Bewölkung 7—8 haben die Meere der höheren Breiten, die Kontinente haben eine geringere Himmelsbedeckung. Das Äquatorialgebiet zeichnet sich auch durch höhere Bewölkung aus mit einer mittleren Bewölkung von 5—6.*) Von einem andern Himmelskörper aus gesehen würde der Anblick unserer Erde durch seine Wolkengürtel vielleicht einigermaßen an das Aussehen des Jupiter erinnern.

Unsere Karte zeigt die Verteilung der Bewölkung im Jahresmittel. Die Bewölkung hat aber in vielen Teilen der Erde eine sehr stark ausgesprochene jährliche Periode, welche größtenteils den früher geschilderten Regenperioden entspricht, aber nicht überall. Im äquatorialen Afrika z. B. ist die Trockenzeit die Zeit der größten Trübung des Himmels. In den Polargebieten ist der Winter die heiterste Zeit, der Sommer die trübste, im nördlichen Eismeer haben die Sommermonate häufig eine mittlere Bewölkung von 8—9 (dichte Sommernebel, namentlich in der Nähe des Eises). In Mittel-Europa hat in den Niederungen der Winter die größte Bewölkung 7—8, in den Hochthälern und auf den Gipfeln der Alpen aber ist der Winter die heiterste Jahreszeit. So hat die ebene Schweiz (400 Meter) im Winter 7·3, die Hochthäler aber haben in 1800 Meter blos 3·7 als mittlere Bewölkung. Der Frühling und Sommer ist dagegen auf den Höhen stark bewölkt.

*) Auf unserem Kärtchen muß man den dunklen Ton der Kontinentalflächen wohl unterscheiden von der Schraffierung der Flächen größerer Bewölkung über 6.

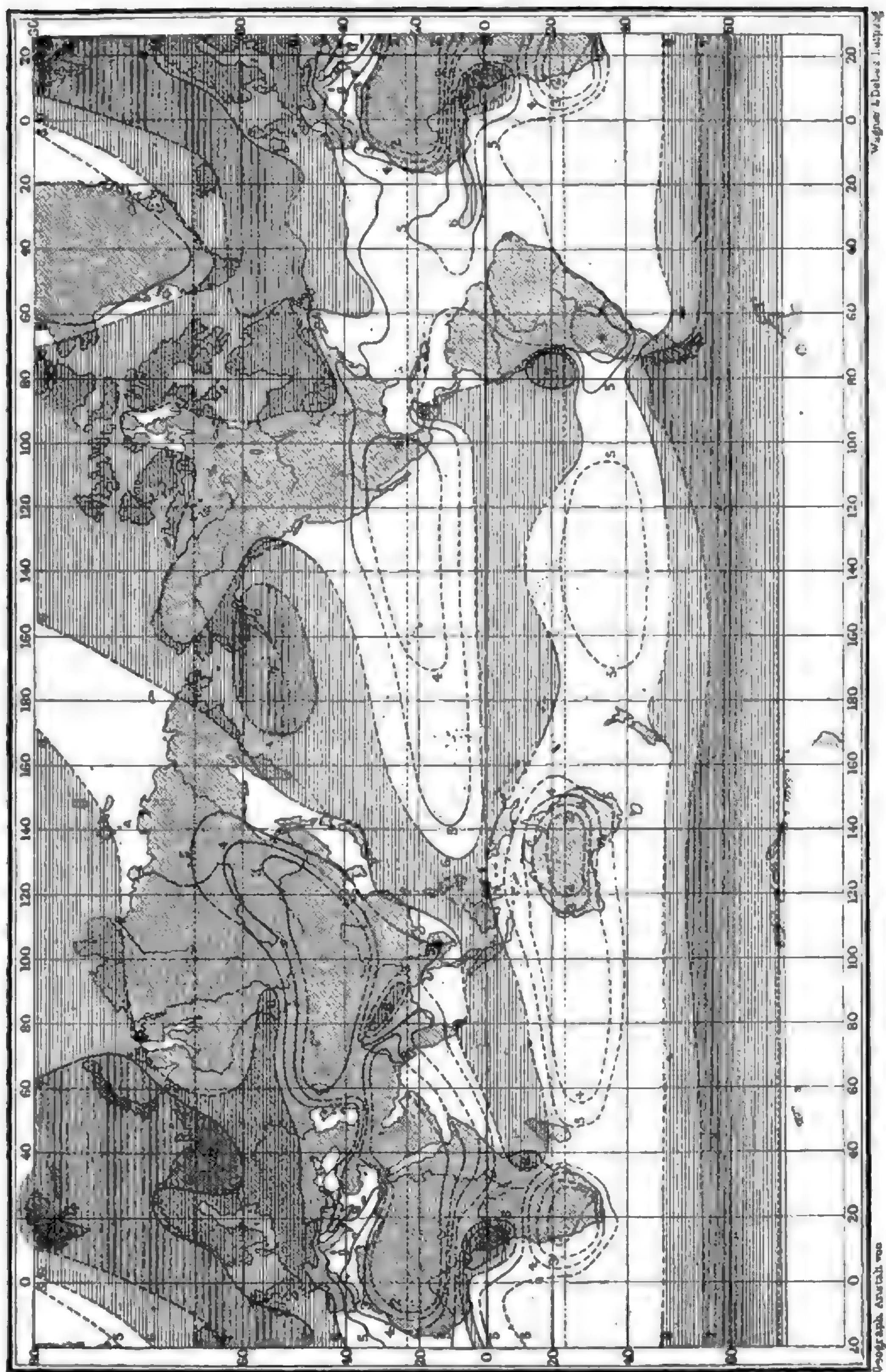
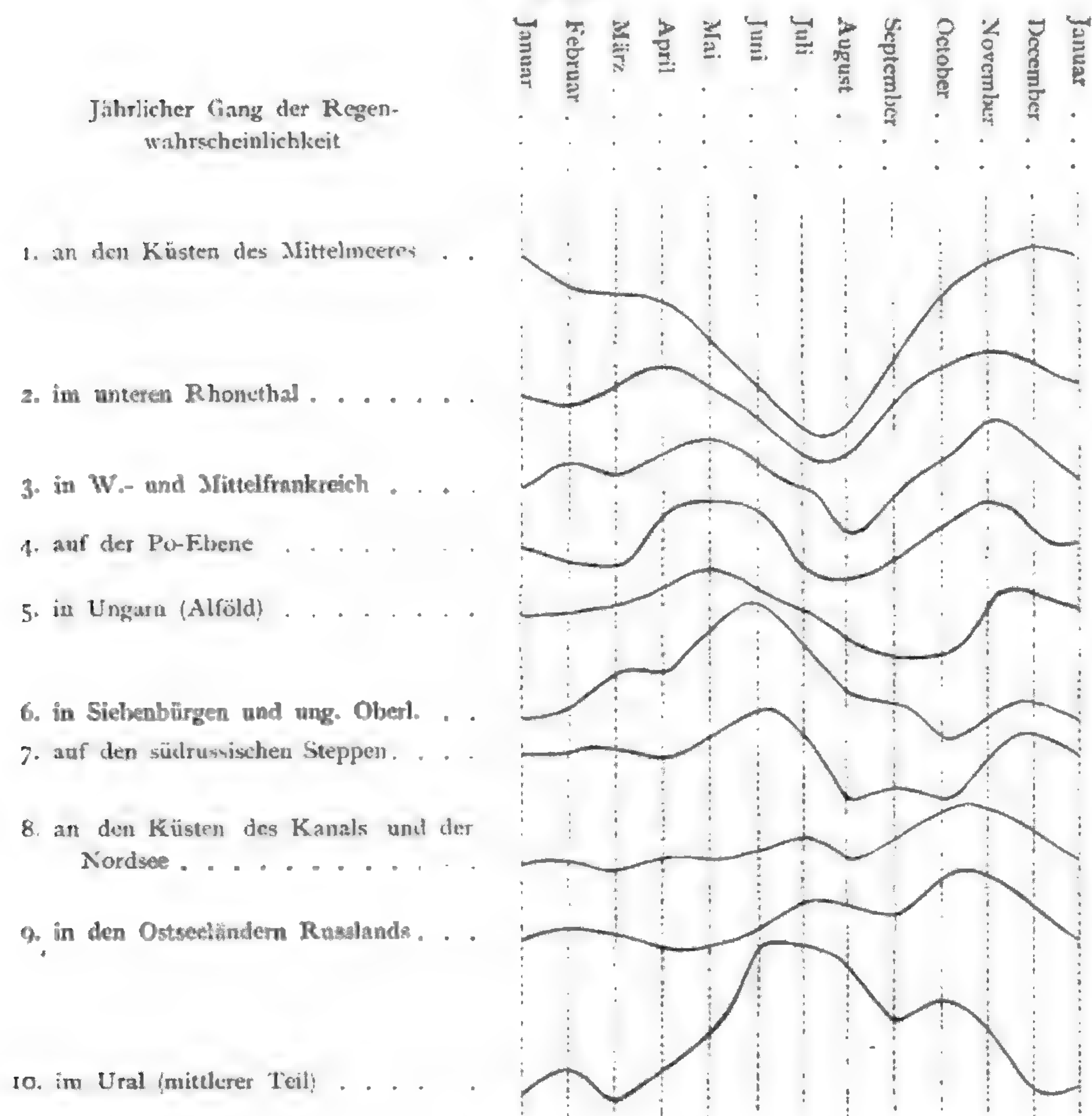


Fig. 52. Verteilung der mittleren Bewölkung über die Erdoberfläche im Jahresmittel.

Regenwahrscheinlichkeit. Zählt man jeden Tag, an welchem ein messbarer Niederschlag (Regen, Schnee, Hagel) stattfand, als Regentag und dividiert man die mittlere Zahl der Regentage eines Monats (aus einer längeren Beobachtungsperiode) durch die Zahl der Tage dieses Monats, so gibt der Quotient die mittlere Regenwahrscheinlichkeit in diesem Monate an. So zählt z. B. in Wien der Juli durchschnittlich 13.3 Regentage, der September nur 8.3, die Regenwahrscheinlichkeit im

Fig. 53.



Juli ist also 13.3 : 31 = 0.43, im September 8.3 : 30 = 0.28. Im Juli hat man also innerhalb 10 Tagen auf mehr als 4 Regentage zu rechnen, im September kaum auf 3. In Palermo ist die Regenwahrscheinlichkeit im Winter 0.44, im Sommer bloß 0.07, also sechsmal geringer, in Südwest-Deutschland hingegen im Winter 0.43, im Sommer 0.45. Das vorstehende Diagramm (Fig. 53) zeigt den jährlichen Verlauf der Regenwahrscheinlichkeit in einigen Teilen Europas, das Steigen der Kurve entspricht

einer Zunahme, das Fallen derselben einer Verminderung der Regenwahrscheinlichkeit. Der jährliche Gang der Regenwahrscheinlichkeit stimmt nur im allgemeinen, nicht im einzelnen mit dem jährlichen Gang der Regenmenge überein, weil die Wassermenge, die ein Regentag liefert, zu verschiedenen Zeiten des Jahres verschieden ist und z. B. für Mittel- und Süddeutschland im Sommer 6.0 Millimeter beträgt, im Winter nur 3.0 Millimeter. Diese sogenannte Regendichtigkeit ist bei uns im Juni und Juli am größten, im Februar am geringsten. Im allgemeinen aber hat auch die Regenwahrscheinlichkeit einen jährlichen Verlauf, der mit der oben kurz geschilderten jährlichen Verteilung der absoluten Regenmengen übereinstimmt, wie eine Betrachtung der Kurven (Fig. 53, nach Köppen) zeigt.

Da es für die Vegetation mehr auf eine regelmäßige häufigere Befeuchtung ankommt, als auf große Regenmengen, die namentlich im Sommer wieder rasch oberflächlich ablaufen und der Vegetation wenig zu gute kommen, so bieten die Zahlen, welche die Regenwahrscheinlichkeit ausdrücken, ein besseres Maß zur Beurteilung, ob die Vegetation in irgend einem Klima an Sommerdürre leiden mag, als die gemessenen Regenmengen selbst. Betrachtet man in den folgenden Zahlen die absolute Größe der Regenwahrscheinlichkeit während der Vegetations-Periode (April-September) und ihre Abnahme nach Süd-Osten, so wird die Zunahme des Steppenklimas nach SO hin ersichtlich.

Regenwahrscheinlichkeit (April-September).

London	Ostseeküste	Kiew	Am schw. Meere	Südr. Steppeng.	Astrachan	Baku
0.45	0.40	0.35	0.25	0.22	0.20	0.17

Im südrussischen Steppengebiet ist im Sommerhalbjahr erst jeder fünfte Tag ein Regentag, in London fast jeder zweite und zugleich steigt die Sommerhitze und Verdunstung im gleichen Maße, als die Regenhäufigkeit abnimmt. Da es eine allgemeine Eigenschaft großer kontinentaler Niederungen ist, die Regenwahrscheinlichkeit zu verringern und gleichzeitig die Sommerhitze zu steigern, so erklärt sich die Tendenz zur Steppen- und Wüstennatur aller kontinentalen Niederungen in mittleren und niedrigen Breiten.

Die Polarregionen gehören einem Niederschlagsgebiet an, in welchem die Winter arm an Niederschlägen sind. Dies gilt von dem arktischen Nordamerika und Asien, nicht aber für das Eismeer. Die kontinentalen Polarwinter sind heiter und windstill, und die Luft ist äußerst arm an Wasserdampf. In der Cirkum-Polarregion ist die Niederschlagsmenge deshalb auch sehr gering.

Schneegrenze und deren klimatische Bedingungen. Mit der Verteilung der Niederschläge nach Menge und Jahreszeiten und der Temperaturabnahme mit der Höhe hängt auch eine bemerkenswerte Erscheinung zusammen, die zwar schon in das Gebiet der Geologie hinüberstreift,

aber des Zusammenhanges wegen hier abgehandelt werden muss. Es sind dies die geographische Verbreitung und die Höhengrenzen des sogenannten «**ewigen Schnees**».

In einer gewissen Höhe über der Meeresfläche fällt selbst unter den Tropen der Niederschlag in fester Form als Schnee. Jene äußerste Höhengrenze, bis zu welcher sich die mehr oder minder zusammenhängende Schneedecke der Gebirge im Sommer zurückzieht, bezeichnet man als die klimatische Schneelinie oder Schneegrenze, welche im wesentlichen mit der sogenannten Firngrenze zusammenfällt.*) Sie ist abhängig von zwei klimatischen Faktoren: der Sommerwärme und der Mächtigkeit der winterlichen Schneemengen, welche von der Sommerwärme geschmolzen werden muss. Wo in normaler Lage (auf ziemlich ebener Fläche) die Schneedecke im Sommer gerade nicht mehr zum Abschmelzen gebracht werden kann, dort liegt die Schneegrenze.

Der um die physikalische Geographie so vielseitig verdiente französische Physiker und Geodät Bouguer war der erste, der den Begriff der Schneegrenze in die Wissenschaft einführte; seine ersten Beobachtungen darüber in den Anden von Quito teilte er der Pariser Akademie schon 1744 mit. In Ecuador ist die Schneelinie ziemlich scharf begrenzt und hält sich das ganze Jahr über nahezu in gleicher Seehöhe. In einiger Entfernung vom Äquator aber steigt die Schneedecke der Gebirge im Winter gegen die Niederungen herab und zieht sich im Sommer wieder in größere Höhen zurück. Es ist klar, dass diese jahreszeitliche vertikale Verschiebung der Schneegrenze dort am größten ist, wo die Differenz zwischen Sommerhitze und Winterkälte am größten ist, sie ist aber zugleich von der Quantität und jahreszeitlichen Verteilung der Niederschläge abhängig. Die jährliche Wanderung der Schneegrenze ist am größten im Kontinentalklima, viel kleiner im Küsten- und Inselklima, am kleinsten in der Äquatorialzone, wo in diesen Höhen fast kein Temperaturunterschied der Jahreszeiten mehr besteht. (Man sehe die Temperatur am Antisana in 4600 Meter auf Seite 131.) Sie ist daselbst zumeist von der jahreszeitlichen Verteilung der Niederschläge abhängig und rückt in der trockenen Jahreszeit erheblich hinauf. Selbst noch in Mexico unter 18—19° Breite zieht sich die Schneegrenze in dem kühlen aber trockenen und heiteren Winter in größere Höhen zurück, senkt sich dagegen in der Regenzeit des Sommers.

Über die jährliche Höhenwanderung der Schneegrenze besitzen wir nur zwei Reihen von Beobachtungen aus dem nördlichen Alpengebiet und zwar vom Säntis (durch Denzler) und den Tiroler Alpen bei Innsbruck (durch A. und F. von Kerner). Dieselben ergeben im Durchschnitt für den 47. Breitengrad:

*) Ratzel hat in sehr zweckmäßiger Weise die orographisch bedingte Schneelinie davon unterschieden, welche natürlich viel unregelmäßiger verläuft und örtlich viel tiefer herabreicht. So ist das Vorkommen selbst von ausgedehnten Schneeflecken und Lawinenresten in tieferen geschützten Lagen bei Bestimmung der eigentlichen klimatisch bedingten Schneegrenze nicht zu berücksichtigen.

Höhe der Schneegrenze in den Nordalpen in Hektometern und mittlere Temperatur an der temporären Schneegrenze:

Jan. *)	Febr. *)	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	
0	0	7.1	10.2	14.4	19.3	24.8	28.6	25.6	18.0	10.0	7.0	Hektom.
—	—	2.3	5.7	6.7	7.2	6.3	4.0	3.2	2.0	0.4	—2.3	Cels.

Im Mai und Juni, während des raschen Ansteigens der Schneegrenze, ist die mittlere Temperatur an derselben am höchsten, desgleichen ist auch der Unterschied gegen die Höhenlage der Isothermfläche von 0° am größten (dieselbe liegt dann 11—12 Hundert Meter höher). Die Isotherme von 0° liegt das ganze Jahr über höher als die Schneegrenze, nur im Winter kann sie unterhalb dieselbe hinabsinken.

Nach den Beobachtungen auf dem Sonnblickgipfel herrscht an der dortigen Schneegrenze im wärmsten Monat eine mittlere Temperatur von 2—3°.

Auch die klimatische Schneelinie ist in hohem Grade abhängig von der Exposition der Gebirgshänge und deren verschiedenen Schneereichtum. An der feuchteren Seite eines Gebirgsstockes und an den Nordhängen reicht die Schneelinie am tiefsten herab. Auffallende Beispiele dafür liefert die folgende kleine Tabelle über die Höhe der Schneegrenze in verschiedenen Gebirgen und unter verschiedenen Breiten. Das gleichmäßige feuchte Küstenklima lässt sie tief herabsteigen, das excessive und trockene Inlandklima treibt sie in größere Höhen zurück.

Aus der Vergleichung der Zahlenwerte auf Seite 206 lernen wir den Einfluss eines feuchten gleichmäßigen Klimas auf das Herabrücken der Schneegrenze und das Zurückweichen derselben in große Höhen im trockenen extremen Klima deutlich erkennen. Die Schneelinie verläuft in Norwegen an der Küste viel tiefer als im Innern, sie liegt an der feuchten indischen Seite des Himalaja viel niedriger als auf der trockenen tibetanischen Seite, obgleich diese die nördlichere ist. Auch das Verhalten der feuchten West- und trockenen Ostseite des Kaukasus ist in dieser Hinsicht lehrreich. In den Alpen reicht auf der Nordseite wie auf der Südseite die Schneegrenze tiefer als in der centralen Kette. Am höchsten liegt sie in den außerordentlich trockenen Hochebenen Tibets, wo Höhen von 6100 Meter schneefrei werden. In Patagonien, dessen Regenreichtum und gleichmäßiges Klima wir früher erwähnt haben, geht in der Breite von Rom (42°) die Schneegrenze bis zu 1500 Meter herab und in der Magelhaensstraße unter der Breite von Berlin liegt die Schneelinie nur wenig höher als in Norwegen unter 70°. Sehr tief senkt sie sich auch an der Westküste der Südinsel von Neuseeland, welche ein ähnliches Klima wie Patagonien hat.

Auf der nördlichen Hemisphäre hat man noch nirgends die Schneelinie bis zum Meeresniveau herabreichend angetroffen, wohl aber auf der südlichen. Die kühlen rauhen Sommer daselbst und der Schneereichtum

*) Unterhalb der Thalsohlen.

bewirken, dass schon auf der Insel Süd-Georgien in der Breite von Irland und England die Schneelinie bis zum Meeresspiegel herabsteigt.

Tabelle über die mittlere Höhe der oberen Schneegrenze (Firngrenze).

Land, Gebirge	Breite	Höhe Meter	Land, Gebirge	Breite	Höhe Meter
Franz Josefs-Land . . .	82	100—300	**Thianschan Asien** . . .	42	3750
Spitzbergen, Hornsund .	77	460	**Korakorum und Künlün** .	35—36	55—6000
Grönland, Randzone . .	72/74	9—1200	Himalaya Südseite . .	27	4900
Nowaja Semlja			**Nordseite** . . .	31	5600
(Matotschkin)	73 ½	6—1000	**Mexico**	18—19	4450
Norwegen, Küste . . .	70/71	7—800	**Sierra de S. Marta** . . .	11	4650
Inneres . . .	„	1000	**Anden von Columbia** . .	1—6	4600
Küste	60	1200	„ „ **Quito West** .	Aeq.	4750
Inneres . . .	„	1450	**Ost.** . .	„	4560
Island*)	65	870	**Anden** von Peru: **Westkette** . . .	16 S	5300
Mt. Elias Küste, N.-Amerika	60	800	„	18 „	5900
Kaskadengebirge dto.	41	2400	Ostkette . . .	15 ½ „	5000
unter .	49	1900	„	20-22 „	5300
Sibirien, östl. Sajan . . .	51/52	3200	**Anden von Chile**	28 „	5200
Alpen, westl. Central . .	47	27—2800	„	32 „	4400
Bernina- u. Ötzthaler-Alpen	„	28—2900	„	36 „	2600
Tauern, Nordseite . . .	„	2000	„	40 „	1600
Südseite	„	2800	„	44 „	1400
Kaukasus, Nordseite West	44	3400	„	47 „	1300
„ **Ost** .	43	3600	„	53 „	1100
Südseite West	43	2900	**Feuerland**	54 ½ „	950
„ Ost .	42	3700	Abessinien	13 N	4300
Pyrenäen, Nordseite . . .	42/43	27—2800	**Runsoro und Kenia.** . .	Aeq.	4600
Südseite . . .	„	über 3000	Kilimandjaro	3° S	
Felsengebirge, Colorado .	39	über 4400	**S. u. W.-Seite**		4000
			N. u. O.-Seite		5600

Eine Beziehung der mittleren Jahrestemperatur zur Schneegrenze ist nicht vorhanden. In gleichmäßigen feuchten Klimaten herrscht an der Schneegrenze eine mittlere Temperatur bis zu einigen Graden über dem Gefrierpunkt, in extremen trockenen Klimaten findet sich die Schneegrenze bei einer Jahrestemperatur, die tief unter dem Nullpunkt liegen kann.

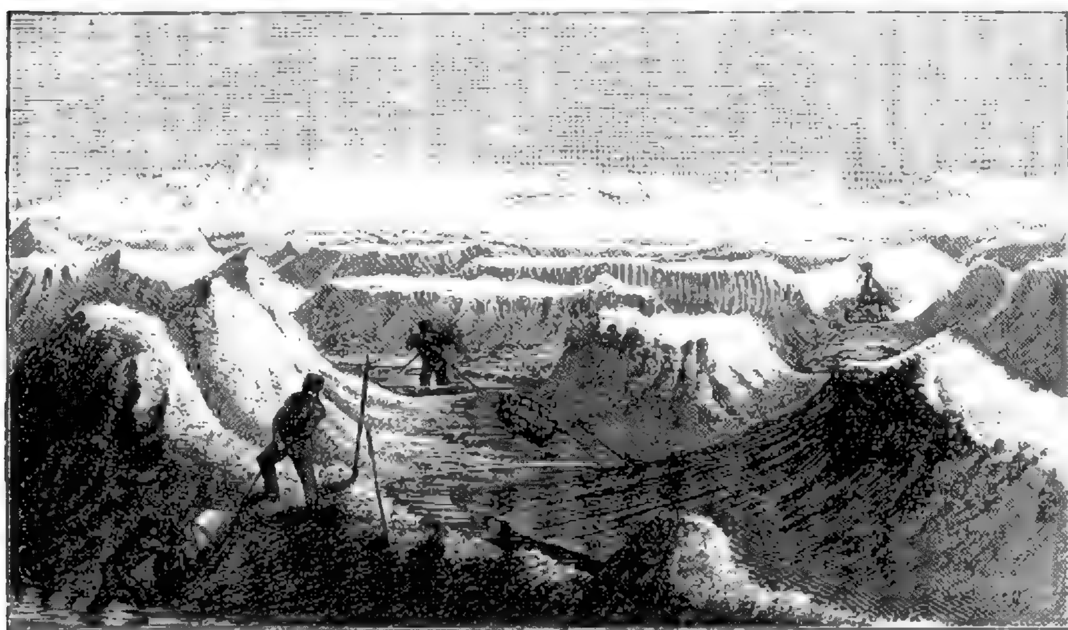
In den Anden von Quito herrscht an der Schneegrenze eine mittlere Temperatur von + 2 bis 3° C., das ist nahezu die Julitemperatur an der Schneegrenze unserer Tauern (Nordseite 3—4°, Südseite höher). Auf der Südseite des Himalaja in 27—34° N. Br. von Sikkim bis zum Indus liegt die Schneegrenze bei 4600 bis 4900 Meter, also bei einer mittleren Jahrestemperatur von + 0.5 bis — 1° und einer Julitemperatur von 6—7° C. Auf

*) Nach Thoroddsen. Nordseite der Gebirge im Mittel 1300 Meter, Südseite 600.

der tibetanischen Seite dagegen (in 5600 bis 6000 Meter) ist die Jahrestemperatur — 4 bis — 5°. In unseren Ostalpen finden wir an der Schneegrenze — 3 bis — 4° Jahrestemperatur, auf Spitzbergen und Nowaja-Semlja — 10 bis — 11°, in Inner- und Nordasien und in Nordgrönland reicht aber selbst bei — 17 bis — 20° Jahrestemperatur die Schneegrenze nicht bis zur Meeresfläche herab. Die Unabhängigkeit der Schneegrenze von der Jahrestemperatur erhellt aus diesen Zahlen zur Genüge.

Aus den Schneelagern des Gebirges, die sich in muldenförmigen Hochthälern anhäufen und unter dem enormen Druck der hunderte von Fuß mächtigen Auflagerung in Eis übergehen, nehmen die Gletscher ihren Ursprung, welche als wahrhaftige Eisströme langsam in die Thäler

Fig. 54.



Das Inlandeis in Süd-Grönland, im Hintergrund »Nunataks«.

hinabgleiten, bis sie in ein Niveau kommen, wo die hier herrschende Temperatur sie ebenso rasch abschmilzt, als die oberen Massen nachrücken; diese Höhenregion bezeichnet dann die untere Grenze der Gletscher, welche viel tiefer hinabreicht als die Schneegrenze.

Im Himalaja steigen die Gletscher bis zu einer Jahrestemperatur von 7—9° herab; die Enden der größeren Montblanc-Gletscher erreichen mit 1450 Meter im Mittel eine Jahrestemperatur von 4—5°, der Bossongletscher sogar 6.5°. In der Ötzthaler Gebirgsgruppe bei geringeren Niederschlägen und kontinentalerem Klima liegt das untere Ende von zehn der größten Gletscher bei 2100 Meter, wo eine Jahrestemperatur etwas unter dem Gefrierpunkt herrscht (Sommertemperatur 8°). An den niederschlagsreichen Westküsten mit ihren milden Wintern und kühlen Sommern reichen die Gletscher in Britisch-Columbia unter 54° N. Br., in Patagonien schon unter 46½° S. Br. bis zum Meeresniveau herab; hier (in der

Lagune von S. Rafael) und in den Buchten des Feuerlandes schwimmen ihre abgelösten Enden als Eisberge herum in der Breite des mittleren und nördlichen Deutschland. An der Westküste der Südinsel von Neuseeland reichen der Franz Josefs-Gletscher bis 290 Meter, der Fox-Gletscher bis 200 Meter Seehöhe herab unter 43½° S. Br., d. i. der Breite von Mittel-Italien. Die Jahrestemperaturen an diesen Gletscherenden sind 8—10°. Die zahlreichen Gletscher von Grönland, die bis zum Meere herabsteigen, sind die hauptsächlichsten Geburtsstätten der Eisberge des nördlichen Polarmeeres. Die Gletscher Spitzbergens liefern nur einen kleinen Beitrag dazu. Die ganz in Eis gehüllten antarktischen Küsten streuen über die Südsee die gewaltigen Eisberge aus, welche an Größe und Ausdehnung die des nördlichen Polarmeeres weit übertreffen.

Auf der nördlichen Hemisphäre haben wir in Grönland das höchst lehrreiche Bild eines ganz vergletscherten Landes, von dem nur die steilen Küstenränder im Sommer «ausapern», während das ganze Innere bis auf einzelne daraus auftauchende Felskuppen (Nunataks) gleichförmig mit Eis bedeckt bleibt. Die Figur 54 gibt eine Ansicht des Inlandeises von Süd-Grönland im Sommer, wo das Schmelzwasser an dessen Oberfläche wahre Flüsse bildet.

Wind und Wetter. Unter dem Begriff «Wetter» verstehen wir die Gesamtheit der atmosphärischen Verhältnisse, die zu einer bestimmten Zeit auf uns einwirken; besonders aber die Temperatur und den Feuchtigkeitszustand der Luft, den Grad der Bedeckung des Himmels (Bewölkung), Richtung und Stärke des Windes, von welch letzteren vornehmlich die ersteren Zustände abhängen. In den Tropen und überhaupt in den Gebieten konstant wehender Winde trägt auch die Witterung den Charakter der Beständigkeit. Während des anhaltenden Wehens der Passate namentlich herrscht trockene heitere Witterung mit ungemein geringen Wärmeschwankungen.*)

Wird mit eintretendem Zenithstande der Sonne der Passat schwach oder löst ihn in den Monsungebieten um diese Zeit der vom Äquator heraufwehende Monsun ab, so beginnen die Regen oder die täglichen Gewitter sich einzustellen. Alles dies vollzieht sich mit großer Regelmäßigkeit, wenn auch der Eintritt der Regenzeiten sich zeitweilig verspäten oder verfrühen mag, und in manchen Tropengebieten, aber nicht einmal alljährlich, ein Orkan die Atmosphäre in heftigere und ungewöhnliche Aufregung versetzt.

Darum gelangte man schon im vorigen Jahrhundert zu einer im allgemeinen zutreffenden Einsicht in den Zusammenhang der Witterungs-Erscheinungen der Tropen. Viel schwieriger war es, diesen Zusammenhang in den außertropischen Breiten, außerhalb der Passat- und Monsun-

*) Von den regelmäßigen täglichen Temperaturänderungen abgesehen, die an einzelnen Orten ziemlich groß sein können.



Verlag v. F. Tempsky, Prag

ALLGEMEINE ERDKUNDE

K. u. k. Hoflith. v. A. Haase Prag

gebiete aufzufinden. Die zeitliche und örtliche Verschiedenheit und Veränderlichkeit der Witterungszustände schien bis auf die neueste Zeit allen Versuchen einer Ergründung zu spotten. Erst als man anfieng, die gleichzeitigen Witterungsverhältnisse zu einer bestimmten Stunde über einem größeren Teile der Erdoberfläche auf Karten einzutragen und dies Tag für Tag fortzusetzen, gelang es allmählich, einen Einblick in den Zusammenhang, in das Abhängigkeits-Verhältnis der einzelnen Witterungs-Elemente von einander zu gewinnen, sowie das Fortschreiten gewisser Witterungskomplexe über die Erdoberfläche zu verfolgen. Es knüpfte sich dieser epochemachende Fortschritt im Studium der Witterungs-Erscheinungen an die Einführung des elektrischen Telegraphen, weil dieselbe die natürliche Anregung gab, an einem Centralobservatorium die Daten über die gleichzeitig herrschende Witterung über größeren Länderstrecken Tag für Tag zu sammeln und sogleich noch unter dem Eindrucke der Witterung selbst zu verarbeiten. Praktisch geschah dies zuerst am Pariser Observatorium unter Leverrier, welcher zuerst tägliche Karten der Verteilung des Luftdruckes und der Winde über einem größeren Teile Europas veröffentlichte (bulletin international, beginnend mit 1858, die Witterungskarten mit September 1863).

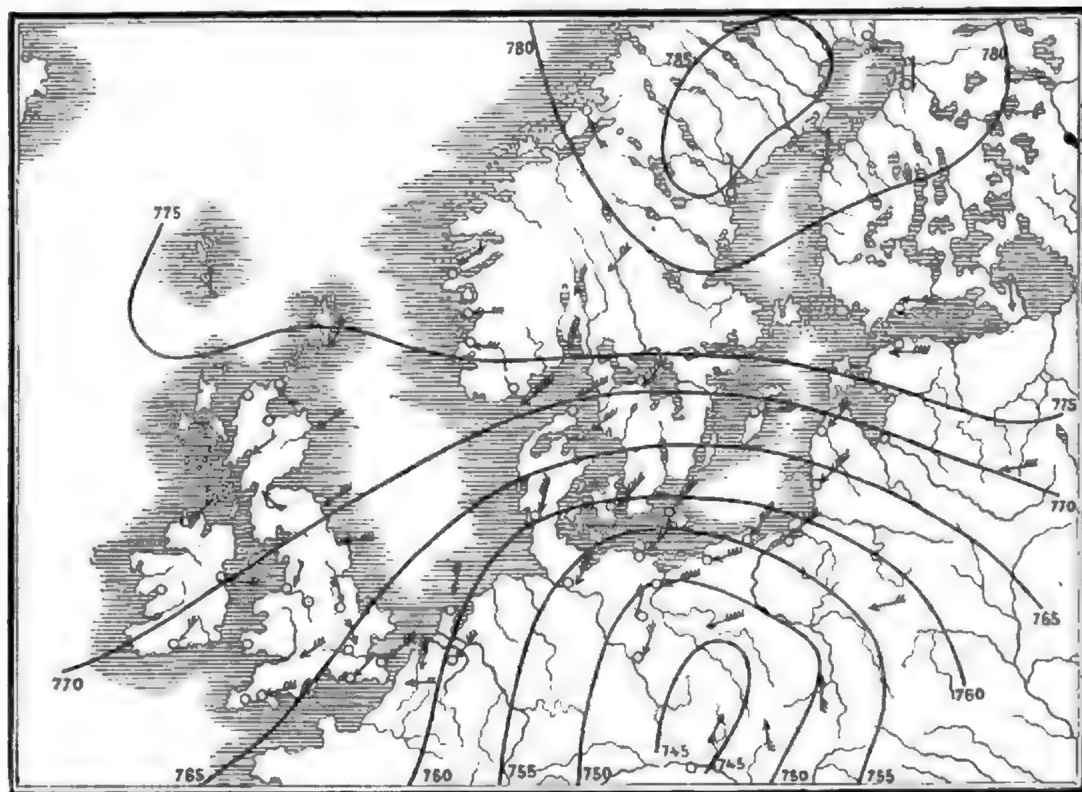
Buys Ballot in Utrecht hatte gleichfalls schon frühzeitig die telegraphisch einlaufenden Daten über die Luftdruck-Verteilung benützt zum Studium der Abhängigkeit von Wind und Wetter von der Druckverteilung und hat so zuerst in Europa jenes bemerkenswerte Gesetz gefunden (1857), das wir früher Seite 167 erörtert haben und welches man darum das Windgesetz von Buys Ballot zu nennen sich gewöhnt hat. Wir haben dasselbe schon zur Erklärung der mittleren oder der vorherrschenden Winde auf der Erdoberfläche benützt und wollen nun auch seine Geltung bei den komplicierteren, weil außerordentlich wechselnden und flüchtigen Witterungs-Erscheinungen der höheren Breiten darlegen.

Betrachten wir zu diesem Zwecke eine Wetterkarte, welche die gleichzeitige Verteilung des Luftdruckes (durch Isobaren) und der Winde (durch Pfeile) darstellt. (Die Pfeile fliegen mit dem Wind, die Zahl der seitlichen Striche wächst mit der Stärke des Windes, 1 schwacher Wind, 6 Orkan). Solche Karten nennt man synoptische Karten. Die nebenstehende Wetterkarte für den Morgen des 22. Oktober 1874 macht die Verteilung des Luftdruckes und der Winde über Europa und dem angrenzenden atlantischen Ocean bei «Westwetter» ersichtlich; die folgende Figur 55 leistet dies für den Morgen des 13. November 1872, der Zeit einer großen Flut in der Ostsee infolge eines Nordoststurmes. Auf beiden Karten sehen wir, dass die Luft den Ort niedrigsten Druckes umkreist und zwar entgegengesetzt dem Zeiger einer Uhr, und dass die Windrichtungen überall dem Buys Ballot'schen Gesetze folgen.

In der näheren Umgebung des barometrischen Minimums, genauer dort, wo die Isobaren sich am dichtesten an einander drängen, wo also die Luftdruckdifferenz zwischen benachbarten Orten am bedeutendsten,

ist auch die Windstärke am größten. Man nennt die Luftdruckdifferenz, gemessen in der Richtung senkrecht zu den Isobaren und bezogen auf eine Einheit der Entfernung, den barometrischen Gradienten. Dieser Gradient ist ein Maß für die Störung des atmosphärischen Gleichgewichtes und bedingt die Stärke der Luftbewegung, wie das Gefälle die Stromgeschwindigkeit. Man ist übereingekommen, die Luftdruckdifferenzen auf 1 Äquatorgrad oder 111.3 Kilometer zu beziehen. Bei den heftigsten unserer Stürme beträgt der Gradient etwa 4—8 Millimeter, bei den tropischen Orkanen steigt er auf 10—15 Millimeter.

Fig. 55.



Nordost-Sturm im baltischen Meere am 13. November 1872 8h morgens.

Um ein Barometer-Minimum (oft «Depressionscentrum» schlechtweg genannt) finden wir in der nördlichen Hemisphäre auf der Südseite Westwinde, auf der Nordseite Ostwinde, auf der Ostseite Süd- und auf der Westseite Nordwinde. Die Wetterkarte des 22. Oktober 1874 zeigt, wie die Lage eines Barometer-Minimums über Norwegen für die Ostsee West- und Südstürme bedingte, während der (viel seltenere) Fall eines Minimums an der Nordgrenze von Österreich hingegen einen Nordost-Sturm hervorrief, der durch die Nähe eines ungemein hohen Barometer-Maximums im Norden (Figur 55) außerordentlich verstärkt wurde.

Die Betrachtung der Wetter-Karten hat gelehrt, dass überhaupt alle Stürme Wirbelstürme sind, wenn auch die Intensität der Luftbewegung, weil abhängig von der Druckverteilung, durchaus nicht um

das Minimum herum gleichmäßig verteilt ist und stürmische Winde oft nur auf einer Seite des Wirbels anzutreffen sind.

Die Wetterkarte zeigt auch, dass über jenen Gegenden der Erdoberfläche (Süd-Europa und Ost-Russland am 22. Oktober 1874), wo die Druckverteilung gleichmäßiger ist und die Isobaren weiter von einander abstehen, die Winde schwach sind und besonders in der Umgebung der Barometer-Maxima Windstillen sich häufig einstellen.

Betrachtet man die Wetter-Karten einer Reihe auf einander folgender Tage, so bemerkt man, dass die barometrischen Minima in den meisten Fällen von einem Tag zum andern ihre Position stark verändern, während die Barometer-Maxima weniger beweglich sind und oft längere Zeit hindurch ruhig ihren Platz beibehalten. In den gemäßigten und höheren Breiten beider Hemisphären bewegen sich die Minima in der Regel von West nach Ost, oder von Süd-West nach Nord-Ost (Nord-West nach Süd-Ost auf der südlichen Hemisphäre), viel seltener nach Süden und sehr selten von Ost nach West.

Durchschnittlich legen die Barometer-Minima in Europa täglich 640 Kilometer oder 7½ Meter per Sekunde zurück (in Nord-Amerika sogar 1110 Kilometer, auf dem atlantischen Ocean aber nur 70 Kilometer), während die Maxima der Windgeschwindigkeit auf 30—50 Meter an der Erdoberfläche veranschlagt werden dürfen. In einzelnen Fällen haben sich aber auch schon die Barometer-Minima mit der Sturmesgeschwindigkeit von 20—26 Meter per Sekunde fortbewegt.

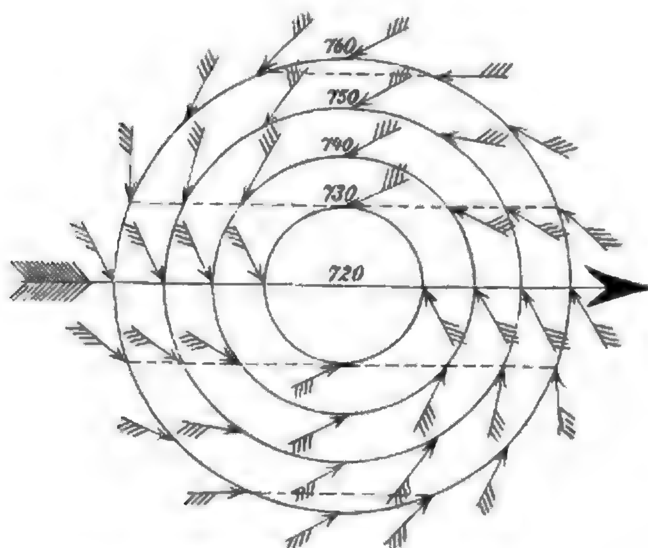
Figur 56 stellt schematisch ein fortschreitendes Barometer-Minimum mit den dasselbe umkreisenden Winden vor. Die kleinen Pfeile zeigen die Windrichtungen in den verschiedenen Partieen des Sturmfeldes, der große Pfeil soll andeuten, dass die Stelle des niedrigen Luftdruckes zugleich mit der kreisenden Luftbewegung von West nach Ost fortschreitet.

Figur 57 zeigt die ungefähren spiralförmigen Bahnen der Luftteilchen selbst, in welchen sie gegen das luftverdünnte Centrum einströmen. Nach innen wird die Centrifugalkraft infolge der rascheren Bewegung und des immer kleiner werdenden Krümmungsradius immer größer, so dass, bei den tropischen Cyklonen wenigstens, die Luftmassen das Minimum wirklich zu umkreisen gezwungen werden, und Bewegungs- wie Druckverhältnisse dann jenen in einem Wasserwirbel ganz analog sind.

Für alle Orte, welche auf der südlichen Seite eines fortschreitenden Minimums liegen, dreht sich der Wind, wie Figur 56 zeigt, von Süd-Ost über Süd und Süd-West nach Nord-West und Nord (im hinteren Teile des Wirbels) und, wenn eine zweite Depression herannaht, über Nord-Ost und Ost wieder nach Süd-Ost u. s. w. Der Wind dreht sich also mit der Sonne. Auf der südlichen Hemisphäre, wo die Rotation der Luftmassen um ein Minimum in entgegengesetzter Richtung, von links

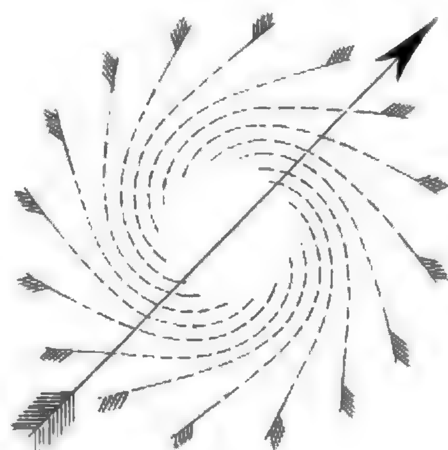
nach rechts erfolgt, ist die Drehung der Windfahne auf der äquatorialen Seite eines fortschreitenden Minimums von Nord-Ost über Nord und Nord-West nach Süd-West, Süd und Süd-Ost. Der Wind dreht sich auch hier mit der Sonne. Diese aus dem allgemeinen Windgesetze folgenden Erscheinungen liegen dem sogen. Dove'schen Drehungsgesetz des Windes zugrunde, welches demnach keine allgemeine Giltigkeit besitzt, weil, wie Figur 56 und der Anblick der beiden Wetter-Karten zeigen, auf der polaren Seite eines (von West nach Ost) fortschreitenden Minimums die Drehung der Windfahne in entgegengesetzter Richtung, und zwar auf der nördlichen Hemisphäre von Süd-Ost über Ost und Nord-Ost nach Nord und Nord-West erfolgt.

Fig. 56.



Windrichtungen in einer Barometer-Depression.

Fig. 57.



Bahnen der Luftteilchen in einem atmosphärischen Wirbel.

Dass die Bewegungen der Windfahne in dem größten Teile von Europa in der Mehrzahl der Fälle dem Dove'schen Drehungsgesetz gehorchen, hat seinen Grund darin, dass die barometrischen Minima oder die Mittelpunkte der Sturmfelder fast ausschließlich über den atlantischen Ocean von Westen herankommen und meist zwischen England und Island hindurch über dem nordatlantischen Ocean in die Polarregion fortziehen. So bleiben die britischen Inseln noch häufig, Frankreich und noch mehr Mittel-Europa fast immer auf der südlichen Seite des Sturmwirbels und sie erhalten somit zumeist die südlichen und westlichen Winde. Die Stürme beginnen darum bei uns meist mit Süd-Ost-Wind, beim weiteren Heranrücken des Sturmcentrums wird der Wind südlich, er dreht sich nach West und schließlich nach Nord-West, wenn das Sturmcentrum im Norden vorübergezogen ist und wir so in die hintere Partie des Wirbels kommen. Island hat schon häufige Ost- und Nord-Ost-Stürme und die zweite deutsche Polar-Expedition hatte im Winter 1869/70 in Ostgrönland

von wütenden Nordstürmen zu leiden. Diese Länder bleiben zumeist auf der nördlichen Seite der Sturmwirbel des nordatlantischen Meeres und erhalten daher vorwiegend Nord-Ost und Nord-Stürme.

Zwei Arten von Stürmen, welche wir besonders erwähnen wollen, der Scirocco und die Bora des adriatischen Meeres, sowie der Föhn auf der Nordseite der Alpen, erklären sich leicht aus dem früher Gesagten. Naht ein Sturmcentrum aus dem atlantischen Oceane den Küsten von Europa in der geographischen Breite des mittleren Frankreich, dann haben Oberitalien und das adriatische Meer Süd-Ost-Winde und ebenso die Alpen. Die warmen feuchten Süd-Ost- und Süd-Winde wehen (auf der Südseite als Scirocco) dann rechtwinkelig über die Alpenkämme und erschöpfen ihren Wasserdampfgehalt in mächtigen Niederschlägen an deren Südabhängen, weshalb sie nur eine geringe Abkühlung beim Emporsteigen erleiden und hierauf als trockener heißer Föhn in die nördlichen Thäler hinabstürzen können*). Liegt hingegen das Luftdruckminimum im Süden des adriatischen Meeres, dann hat dessen nördlicher Teil Nord-Ost-Winde, welche durch den starken Temperaturgegensatz der anormal warmen Küste mit dem kalten Karstplateau ganz besonders verstärkt werden und die deshalb in heftigen Stößen vom Karstplateau auf das Meer herabstürzen (Bora). Während ein Barometer-Minimum über die Adria heraufrückt, hat der südliche Teil derselben Scirocco, der nördliche Bora. Ein der Bora analoger Wind ist der Mistral der Provence und der NW der französischen Mittelmeerküste. Der Mistral entsteht, wenn hoher Druck über Mittelfrankreich sich einstellt oder ein Barometer-Minimum über dem Golf von Lyon sich findet. Die Tendenz zu einem Gefälle der Luft nach Süden hin ist hier wie im nördlichen Teil des adriatischen Meeres immer vorhanden, weil das Meer im Süden warm, das Plateau im Norden kalt ist; jenes bedingt eine Tendenz zu einem niedrigen Luftdruck, dieses zu einem hohen Luftdruck. Darum sind Bora und Mistral im Winterhalbjahr habituell für die nördliche Adria und die Provence.

Nordoststürme, wie der in Figur 55 dargestellte, welcher die durch einen vorangegangenen Weststurm aufgestaute Ostsee zu verheerenden Überflutungen wieder rückwärts staute, sind eine seltenere Erscheinung. Das Minimum des Luftdruckes lag am Morgen des 13. in Schlesien und betrug 745 Millimeter, gleichzeitig war in Nordeuropa der Luftdruck ungewöhnlich hoch, zu Hernösand an der Ostküste von Schweden 785 Millimeter, der Unterschied des Luftdruckes zwischen 63 und 51 Grad nördlicher Breite betrug also 40 Millimeter; am größten waren die Barometerdifferenzen im südlichen Schweden und in der der Ostsee.

*) Da, wie früher Seite 135 erwähnt wurde, die Luft sich beim Herabsinken um 1° C. für je 100 Meter erwärmt, wobei sie zugleich eine große relative Trockenheit erlangt. Es gibt auch Föhnwinde in Westgrönland, auf der Ostseite der neuseeländischen Alpen etc., kurz überall dort, wo höhere Gebirgsketten von stürmischen feuchten Winden überweht werden. Darum hat auch die Südseite der Alpen ihren Nordföhn, wenn Barometerminima im Süden der Alpen vorüberziehen.

Da wir auf den Wetterkarten die Luft von allen Seiten gegen das Centrum niedrigen Druckes einströmen sehen und dasselbe sich dennoch tagelang erhält, so müssen wir annehmen, dass die Luft im Centrum eines Sturmfeldes in aufsteigender Bewegung begriffen ist. Umgekehrt zeigen die synoptischen Karten, dass die Luft tage-, ja wochenlang aus einem Barometer-Maximum nach allen Seiten hin abfließt, und der Luftdruck dennoch nicht entsprechend sinkt. Das deutet darauf hin, dass an den Orten eines Barometer-Maximums die Luft in herabsteigender Bewegung begriffen ist. Dieser Schluss wird durch anderweitige Beobachtungen bis zur Gewissheit erhoben. Die Mitte und die Umgebung der Sturmfelder sind charakterisiert durch mehr oder minder heftige Niederschläge, während die Barometer-Maxima von trockenem, heiterem Wetter begleitet sind. Aufsteigende Luftbewegung ist aber nach früheren Erörterungen die hauptsächlichste Ursache von Niederschlägen, während herabsinkende Luft immer trockener wird, weil sie sich erwärmt. Ferner haben die Beobachtungen der höchsten Wolkenformen, des Cirrus und Cirrostratus, gezeigt, dass in großen Höhen über einem Luftdruck-Minimum an der Erdoberfläche die Luft seitlich abfließt gegen die Orte der Barometer-Maxima hin und dass die Cirrusbewegungen gegen diese letzteren konvergieren. Dies lässt uns erkennen, dass wir in den Cyklonen und Anticyklonen vertikale Kreisläufe der Luft vor uns haben; in den Cyklonen steigt die Luft unter stürmischen Bewegungen empor, in den Anticyklonen sinkt sie langsam herab und fließt an der Erdoberfläche wieder den Depressionsgebieten zu.

Es ist aber dabei wohl zu beachten, dass die horizontale Erstreckung der Sturmfelder, sowie der anticyklonischen Räume um vielemale größer ist, als ihre vertikale Mächtigkeit, welche ja selten 10 Kilometer überschreiten dürfte, während der horizontale Durchmesser der Sturmfelder oft das Hundertfache davon beträgt.

Zur Charakterisierung des Wetters in den verschiedenen Teilen einer Cyklone mag weiter noch bemerkt werden, dass auf der vorderen Seite, wo die Süd-Ost- und Süd-Winde herrschen, die Temperatur steigt, die Feuchtigkeit zunimmt und häufig Regen fällt; in dem hinteren Teile der Cyklone, wo die polaren Winde einfallen, Nord-West und Nord, hellt sich das Wetter auf und die Temperatur sinkt. Auf der Vorderseite der Cyklone und bei Annäherung des Minimums sinkt der Luftdruck, auf der Hinterseite des Sturmfeldes steigt er. Die Regenarea erstreckt sich meist vom Centrum aus weiter nach Osten hin, in das Gebiet der feuchten und warmen südlichen Winde, als nach Westen. Die obere nördliche Partie des Wirbels, welche in Europa Luft aus dem Kontinent bezieht, hat ähnliche Witterungsverhältnisse wie die Rückseite, während die südliche Partie bei Westwinden ebenfalls höhere Temperatur und trübe nasse Witterung hat. Auf der Ostseite von Nordamerika dagegen verhalten sich beide Partien des Sturmfeldes in diesen Beziehungen entgegengesetzt. Die Nordseite hat bei Ostwinden, die vom atlantischen Meere und vom

Golfstrom herkommen, höhere Temperatur und Niederschläge, die Südseite Abkühlung und Aufheiterung bei Landwinden.

Jeder Vorübergang eines Barometer-Minimums hat also in seinem Gefolge einen vollständigen Cyklus von Witterungs-Erscheinungen, von eintretendem schlechten Wetter und Steigerung desselben bei größter Annäherung an das Minimum bis zur Aufheiterung und Wiedereintritt hellen trockenen Wetters im hinteren Teile eines nördlich vorüberziehenden Wirbels. Es ist indes wohl zu beachten, dass die Terrainverhältnisse (Gebirge) und die relative Lage der Meere die Regenseite eines Wirbels vielfach modificieren.

Die Witterung der gemäßigten und kalten Zone wird beherrscht durch die Aufeinanderfolge von Cyklonen und Anticyklonen. Im Winter, wo die Temperatur- und Luftdruckdifferenzen zwischen Kontinenten und Meeren, sowie zwischen niedrigeren und höheren Breitengraden am größten sind, erfolgt die Bildung von Barometer-Minimis und Maximis am häufigsten und intensivsten; die Luftdruckschwankungen sind darum in dieser Jahreszeit am größten. Der obere Gradient zwischen Äquator und Pol ist im Winter am steilsten und damit auch das ganze System der Luftcirkulation zwischen Pol und Äquator am kräftigsten entwickelt. Im Januar beträgt der Temperaturunterschied zwischen Pol und Äquator mehr als 60 Grad, im Juli weniger als 30 Grad. Im Sommer ist deshalb in den mittleren und höheren Breiten die Cyklonenthätigkeit in der Atmosphäre am schwächsten. Im Winter jagt oft lange Zeit hindurch ein Barometer-Minimum oder ein Sturmfeld das andere, was dann fortwährenden Wechsel der Witterung bedingt; es gibt aber auch um dieselbe Jahreszeit wieder Perioden, wo die Cyklonen seltener sind und hoher Luftdruck über größeren Strecken ruhig Platz hält. Wovon dies abhängt, darüber wissen wir gegenwärtig noch gar nichts, sowie wir auch kaum einen Anhaltspunkt haben, zu bestimmen, wohin ein auf der Wetterkarte erscheinendes Minimum in den nächsten 24 Stunden seinen Weg nehmen mag. Wir können uns nur an die bisher beobachteten durchschnittlichen Bahnen halten, von denen aber in einzelnen Fällen die größten Abweichungen vorkommen können.

Auf den eben dargelegten Erfahrungen und Schlüssen beruht das gegenwärtige System der Sturmwarnungen und der Wetterprognosen überhaupt. In einem Centralamte laufen von einem möglichst großen Areale an jedem Vormittag telegraphische Berichte ein über den Stand des Luftdruckes, der Temperatur, Windrichtung und Stärke, Bewölkung, Regen etc. zu einer bestimmten Morgenstunde (7 oder 8 Uhr). Diese Daten werden gesammelt und sogleich auf einer Karte eingetragen und hiedurch der Ort des niedrigsten Luftdruckes, sowie die Größe der barometrischen Differenzen nach allen Richtungen hin bestimmt. Daraus ergibt sich dann, ob für irgend einen Ort ein starker Wind oder gar ein Sturm in Aussicht steht, sowie dessen wahrscheinliche Richtung. Dieser Stand der atmosphärischen Verhältnisse kann dann bedrohten Küstenpunkten telegraphisch übermittelt werden und wird dort durch optische Signale ein-

laufenden Schiffen oder den Fischerbooten in See bekannt gegeben. Da die Veränderung der Luftdruckverhältnisse sehr rasch erfolgt, ist ein einmaliger täglicher Bericht nicht ausreichend, um vor Überraschungen gesichert zu sein, daher meist noch eine zweite Abend-Depesche von einer gewissen Zahl von Stationen die Beruhigung darüber gibt, ob nicht eine gefahrdrohende Änderung der Witterungsverhältnisse irgendwo eingetreten. In Nordamerika laufen sogar dreimal täglich in Washington die zur selben absoluten Zeit (nicht gleichen Ortszeit wie in Europa) angestellten Beobachtungen ein und es werden täglich dreimal Wetterkarten publiciert und Wetterprognosen dem Publicum bekannt gegeben, desgleichen in Japan. Gegenwärtig haben fast alle civilisierten Staaten auf der Nord- und Südhalbkugel einen telegraphischen Witterungsdienst eingeführt in mehr oder minder ausgedehntem Maße, in der umfassendsten Weise aber die Vereingten Staaten.

Die Principien des gegenwärtigen Systems der Sturmwarnungen stehen ganz auf dem Boden der Thatsachen, sie sind aus dem fortgesetzten Studium der synoptischen Karten abgeleitet und unabhängig von theoretischen Anschauungen. Sie können daher in Zukunft nur in nebensächlichen Punkten modificiert werden, bedürfen aber jedenfalls noch breiterer Grundlagen. Diese letzteren werden gegenwärtig noch am schmerzlichsten vermisst bei den Bestrebungen, auch dem Binnenlande, und daselbst vorzüglich den Landwirten, Wetterprognosen für die nächsten 24 Stunden zu geben. Die Windrichtung und selbst Windstärken lassen sich viel sicherer vorausbestimmen, als jene meteorologischen Faktoren, die man im Binnenlande in der wärmeren Jahreszeit vorzugsweise unter Wetter versteht, das ist Regen oder Sonnenschein. Hierauf nehmen Lokalverhältnisse den größten Einfluss und die allgemeinen Regeln werden vielfach nutzlos.

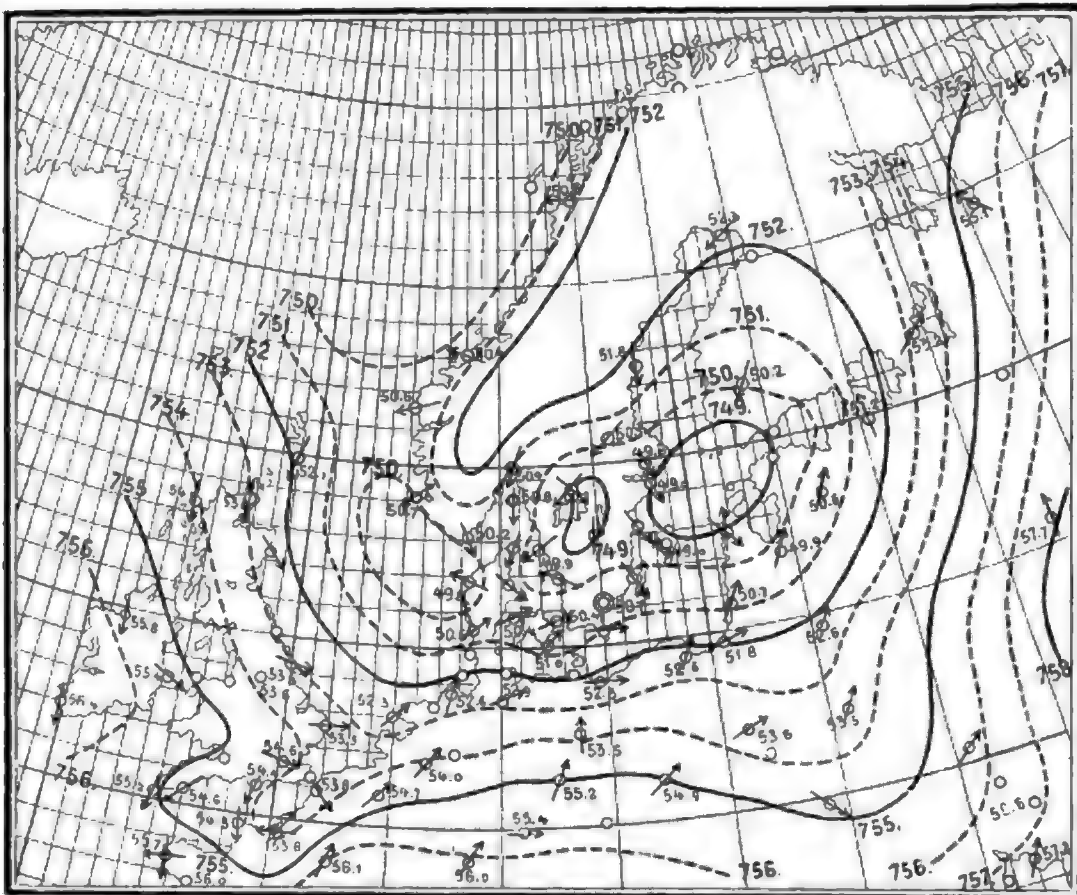
Bleibt die Luftdruckverteilung über größeren Flächen der Erdoberfläche längere Zeit hindurch nahe dieselbe, so entwickeln sich große Witterungsgegensätze. Im Winter erkalten die Orte, die lange innerhalb eines Barometer-Maximums liegen durch Wärme-Ausstrahlung weit unter ihre Umgebung, während Orte, die lange auf der Ostseite eines Gebietes niedrigen Luftdruckes bleiben, also fortwährend warme südliche Winde erhalten, eine hohe Temperatur haben, namentlich wenn diese Winde von einem warmen Meere kommen wie in Europa (im nördlichen Ost-Asien sind die Süd-West-Winde kalt). Bleiben wir aber lange im Gebiete nördlicher und östlicher Winde, so haben wir einen strengen Winter. Da die Temperatur und Witterung auf den beiden Seiten einer andauernden Barometer-Depression die entgegengesetzten Anomalien zeigt, so finden sich Gebiete positiver und negativer Temperatur-Anomalieen immer seitlich nebeneinander. Als Beispiel mag der in Europa außerordentlich strenge, in Nord-Amerika milde Winter 1829/30 dienen. Die Abweichungen von der normalen Dezember-Temperatur betrugen damals:

Wärmeverteilung im Dezember 1829

Süd- und Mittel-Russland	Norddeutschland	Nordsee	Island	Nord-Amerika Ostküste	Nord-Amerika Inneres
— 6°	— 10°	— 4½°	+ 2°	+ 4°	+ 6° C.

Während Europa ungewöhnlich kalt war, waren die Vereinigten Staaten von Nord-Amerika ungewöhnlich warm und ein solcher Wärmeunterschied findet öfter statt auf den beiden Seiten des atlantischen Oceans;

Fig. 58.



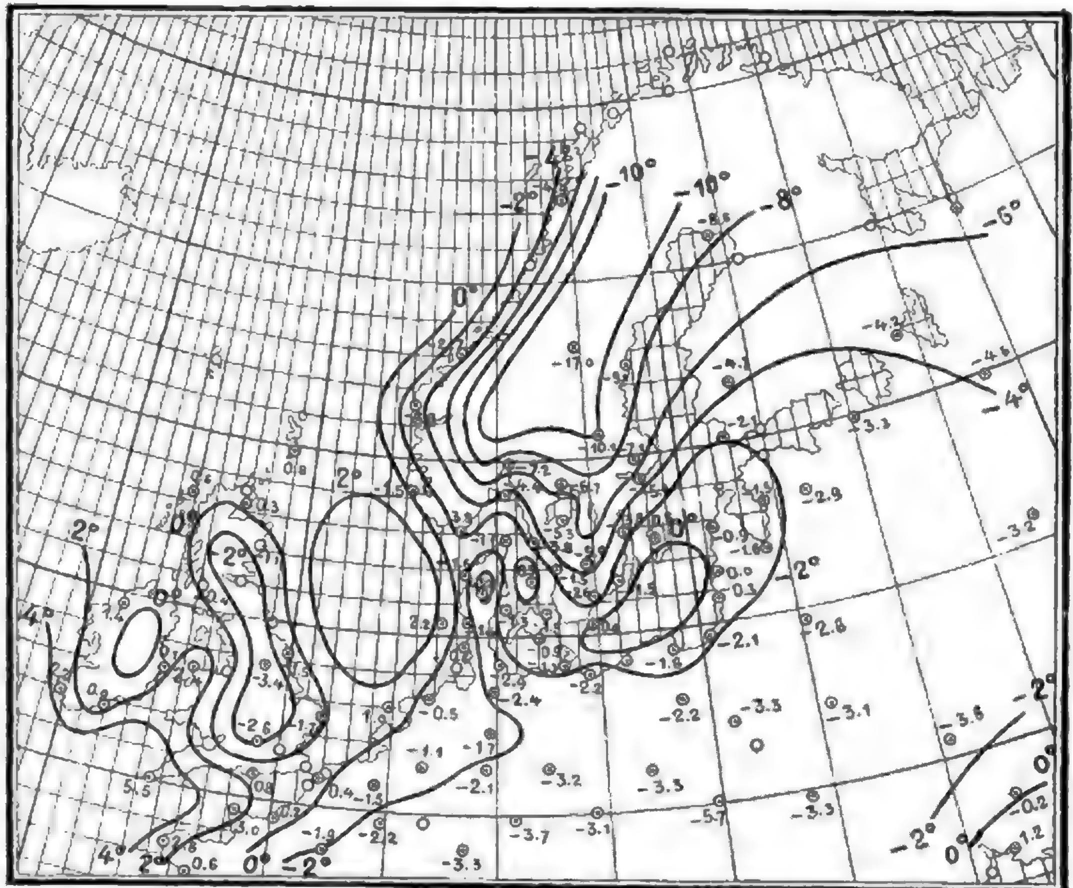
Isobaren und Winde für die Periode 6/26. Dezember 1878.

besonders häufig tritt der umgekehrte Fall ein, dass Europa zu warm und Nord-Amerika zu kalt ist.

Das obige Kärtchen (Fig. 58) zeigt nach Capitän Hoffmeyer die Verteilung des Luftdruckes und der Winde über Europa im Dezember 1878. Der Luftdruck über dem nordatlantischen Ocean war damals ziemlich hoch und der gewöhnlich durch das große barometrische Minimum bei Island und im europäischen Nordmeere bedingte starke Luftdruckgradient nach NW hin mit den dadurch hervorgerufenen beständigen und heftigen W- und SW-Winden fehlte. Der Luftdruck über Europa war ausnahmsweise ziemlich gleichmäßig verteilt, und es konnten

sich die lokalen Einwirkungen ungestört geltend machen. Wir sehen nun in sehr lehrreicher Weise auf diesem Kärtchen, wie über den wärmeren Meeren eine Tendenz zur Entwicklung lokaler Luftdruck-Minima mit den sie umkreisenden Winden hervortritt; so finden wir über dem baltischen Meere wie über der Nordsee ein Barometer-Minimum, während über dem Lande höherer Luftdruck sich einstellt. Die Winde sind im allgemeinen schwach, den geringen Druckdifferenzen entsprechend und ihre Richtung ist von der lokalen Druckverteilung abhängig. Den Einfluss, den eine

Fig. 59.



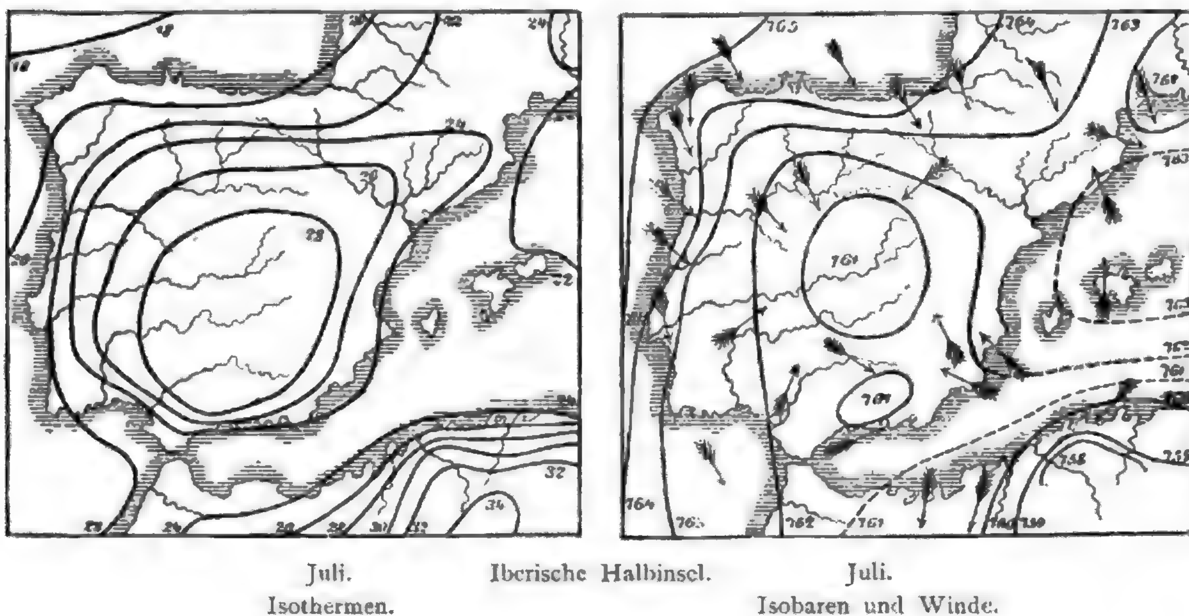
Isothermen für die Periode 6/26. Dezember 1878.

derartige Verteilung des Luftdruckes und der Winde auf die Wärmezustände über Europa im Winter hat, zeigt uns das obige Kärtchen (Fig. 59). Der höhere gleichmäßige Luftdruck über dem Lande und die denselben begleitenden Windstillen und schwachen Winde bei mehr oder weniger heiterer Witterung begünstigen eine stärkere Erkaltung durch Wärme-Ausstrahlung (namentlich wenn eine Schneedecke vorhanden ist). Wir sehen darum Kältecentren über den Landflächen sich entwickeln, so besonders deutlich über der skandinavischen Halbinsel und über England und Schottland. Über den Meeren herrscht eine höhere Temperatur. Man sieht ferner, dass die Westküsten wärmer sind als die

Ostküsten, so ist die Ostseeküste des südlichen Schweden kälter als die gegenüberliegende russische Ostseeküste, die deutsche und dänische Nordseeküste wärmer als die englische. Dies erklärt sich dadurch, dass die über diesen Meeren eingeleitete cyklonische Luftbewegung für die Westküsten südliche Seewinde, für die Ostküsten nördliche Landwinde bedingt, somit im kleinen der früher ausführlicher erläuterte Gegensatz der beiden atlantischen Ufer sich wiederholt.

Man erkennt aus dieser Darstellung auch, dass ohne das gewöhnlich unsere Winter-Witterung beherrschende nordatlantische Luftdruck-Minimum die Temperatur von Mittel- und Nord-Europa bedeutend tiefer sein würde, indem die beständige Zufuhr warmer Seeluft aufhören und die Landflächen deshalb viel stärker erkalten würden.

Fig. 60.



Juli. Isothermen. — Iberische Halbinsel. — Juli. Isobaren und Winde.

Im Sommer sind umgekehrt die westlichen und nördlichen Seewinde feucht und nass und verderben, wenn sie anhaltend wehen, unsere Sommerwitterung. Eine Luftdruckverteilung aber, wie die oben Fig. 58 dargestellte, würde dagegen einen sehr warmen Sommer für Mittel-Europa zur Folge haben.

In welcher Weise im Sommer das Land die Verteilung des Luftdruckes und der Winde beeinflusst, zeigen die obigen Kärtchen Fig. 60, welche nach Teisserenc de Bort, die Isothermen, Isobaren und Winde über der pyrenäischen Halbinsel im Juli ersichtlich machen. Das Land erwärmt sich dann stark, und es bildet sich über der Halbinsel (noch mehr allerdings im Innern Algeriens) ein Wärme-Centrum. Diesem Wärme-Centrum entspricht ein Luftdruck-Minimum und dieses wiederum erzeugt eine cyklonische Bewegung der Luft über dem erwärmten Land, (Sommer-Monsune im kleinen) NW-Winde auf der Westseite, SO-Winde auf der Ostseite. Die Temperatur wird deshalb dort etwas erniedrigt,

hier weniger oder gar nicht, und das Gebiet größter Wärme liegt darum etwas excentrisch mehr im SOsten der Landmasse. Im großen Maßstabe finden wir ein ähnliches Windsystem über den Kontinenten, wie wir dies früher schon kennen gelernt haben.

Die Stürme der Tropen befolgen dieselben Gesetze wie die der gemäßigten Zone. Doch sind die über weite Strecken hinziehenden, von starken Luftdruckschwankungen und heftigen Stürmen begleiteten Wirbel daselbst viel seltener und in manchen ausgedehnten Teilen der Tropenzone fast ganz unbekannt. Die Regenzeit besteht meist in einer Aufeinanderfolge kleiner Cyklonen, ähnlich unseren lokalen Sommergewittern, welche auf das Barometer geringen Einfluss nehmen, aber von den heftigsten Regengüssen und elektrischen Entladungen begleitet sind. Die großen Cyklonen mit deutlicher Wirbelbewegung sind überall Ausnahmserscheinungen und beherrschen nicht das Wetter, wie bei uns. Die Temperatur ist überdies in den verschiedenen Theilen einer tropischen Cyklone so gleichförmig, dass letztere nur durch die sie begleitenden heftigen Niederschläge auf die Lufttemperatur einen geringen Einfluss nimmt. Die Gesetze der Luftbewegung in einer Cyklone wurden bei den tropischen Stürmen viel früher entdeckt, als bei den Stürmen der gemäßigten Zone, weil der Umfang der Wirbel kleiner, die Luftdruckschwankungen und Windintensitäten aber viel größer sind.

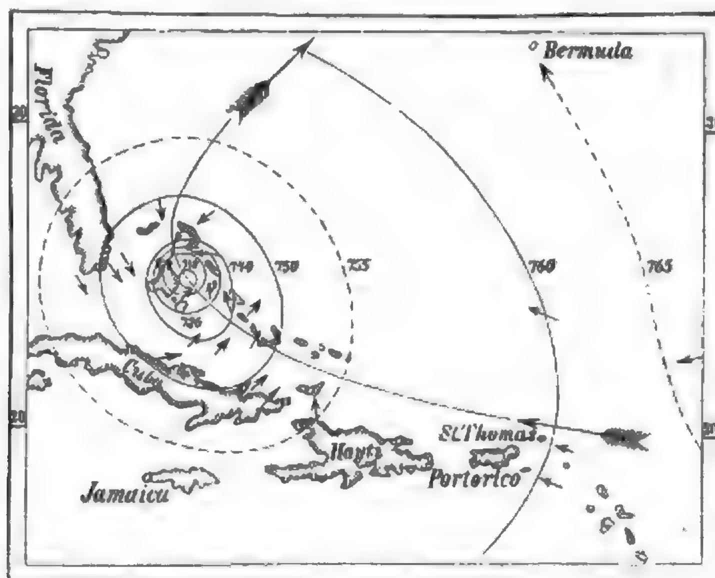
Die Unterschiede zwischen den Wirbelstürmen der Tropen und jenen der höheren Breiten bestehen zumeist in folgendem: Die lokale Luftdruckerniedrigung im Centrum des Wirbelsturmes ist in den Tropen meist viel größer, und der Druck nimmt von da nach allen Richtungen hin viel rascher zu als bei uns. Dementsprechend ist der Durchmesser des Wirbels kleiner als in den höheren Breiten, die Luftbewegung aber viel heftiger. Bei dem in Figur 61 dargestellten westindischen Wirbelsturm, der am 1. Oktober 1866 die Insel Nassau (Bahama) betroffen hat, sank der Druck im Centrum des Sturmes auf 703 Millimeter (im Meeresniveau, etwa 59 Millimeter unter das Mittel), in 460 Kilometer Entfernung vom Centrum war der Luftdruck gleichzeitig 754 Millimeter, dies gibt eine Differenz (einen Gradienten) von 12—13 Millimeter pro Grad.

Das Barometer fiel auf der Insel Nassau in einer Stunde um 18 Millimeter. Bei der Cyklone am 12. Oktober 1846 zu Habana soll sogar die Abnahme des Luftdruckes so rasch gewesen sein, dass die Fenster nach außen gedrückt wurden. Die Heftigkeit der drehenden Bewegung der Luft in der Nähe des Sturm-Centrums ist dabei auch unvergleichlich größer als bei uns. Fast nichts widersteht der rasenden Wut dieser Stürme, selbst massive Gebäude werden demoliert, alle Vegetation zerstört, und nur Erdbeben können ein ähnliches Bild der Verwüstung hinterlassen wie manche Cyklonen der Tropen. Bei dem Calcutta-Orkan vom 5. Oktober 1864, welcher, meist infolge der damit verbundenen Aufstauung des Hugly um 6 bis 7 Meter, mehr als 48.000 Menschen das Leben kostete, wurde der Druck des Windes auf den

Quadratmeter auf circa 180 Kilogramm berechnet. Bei der Cyklone von Backergunge vom 31. Oktober zum 1. November 1876 giengen im Delta des Brahmaputra durch die Sturmflut 100.000 Menschen zu Grunde.

Eine charakteristische Erscheinung bei den tropischen Cyklonen ist die Windstille im Centrum des Sturmes; bei unseren Wirbelstürmen kommt der Gegensatz zwischen der Luftruhe im Centrum und der heftigen drehenden Bewegung in geringer Entfernung selten zur Erscheinung. Bei dem vorhin erwähnten Nassau-Orkane hatte das windstille Centrum, umschlossen von der Isobare von 706 Millimeter, circa 40 Kilometer Durchmesser. Alle Schilderungen einer Cyklone bezeichnen jenen Moment als den schrecklichsten und als den tiefsten Eindruck hinterlassend, wo auf

Fig. 61.



Wirbelsturm vom Oktober 1866.

das entsetzliche Getöse des Sturmes, welches den Donner und das Einstürzen naher Gebäude übertäubt, plötzlich Todesstille folgt. Man fühlt, noch ist das Schrecklichste nicht vorüber, und die bange Erwartung vergrößert den Eindruck der Gefahr. Nach einiger Zeit bricht dann auch der Orkan mit der alten Wut wieder herein, und zwar gerade aus der entgegengesetzten Richtung. Dies ist der charakteristische Verlauf der Erscheinungen an einem Orte, über welchen das Centrum eines tropischen Wirbelsturmes hinwegzieht.

Während die tropischen Wirbelstürme in höhere Breiten fortschreiten — und dies geschieht in der Regel — vergrößert sich der Umfang des Wirbels, und die Barometerdepression im Centrum des Sturmes nimmt ab. Die Geschwindigkeit des Fortschreitens des Sturmcentrums ist bei den tropischen Orkanen unvergleichlich geringer als die der drehenden Bewegung, während letztere 30—50 Meter pro Sekunde erreicht, beträgt erstere durchschnittlich nur 4—6 Meter oder 12—14 Kilometer pro Stunde.

Die Richtung des Fortschreitens ist für die Cyklonen, welche die westindischen Inseln treffen, zumeist eine ganz bestimmte, sie ist zuerst von Süd-Ost nach Nord-West gerichtet, aber beim Eintritt in die gemäßigte Zone, d. h. beim Austritt aus dem Passatgebiet, biegt die Sturmbahn fast rechtwinklig um, geht von Süd-West nach Nord-Ost und folgt dann häufig dem Laufe des Golfstroms. Die westindischen Cyklonen schreiten nach W N W fort mit einer mittleren Geschwindigkeit von 27 Kilometer pro Stunde, biegen dann zwischen 23 Grad und 40 Grad N. Br. (im Mittel unter 29½ Grad N.) um und laufen nun nach N E (genauer N. 51 Grad E.) mit größerer Geschwindigkeit (32 Kilometer), die sich in höheren Breiten noch steigert. Auf Figur 61 findet man die Bahnlinie des Nassau-Orkans und ihre charakteristische Umbiegung angedeutet. Eine solche Umbiegung zeigen auch die Sturmbahnen des südindischen Oceans, die sogenannten Mauritius-Orkane, sie verfolgen innerhalb der Tropenzone die Richtung Nord-Ost nach Süd-West und biegen dann um nach Nord-West—Süd-Ost. Auch die Drehstürme des chinesischen Meeres (die sogenannten Teifune) und die des bengalischen Busens schreiten zuerst von Süd-Ost nach Nord-West fort und biegen dann in der Gegend des 30. Breitegrades nach Nord um wie die westindischen Cyklonen. Wenn man die Sturmbahnen auf Karten einträgt, so bemerkt man, dass sie gerne dem Laufe der warmen Meeresströme folgen, über diesen und in ihrer Umgebung sind die Stürme besonders häufig. Der Golfstrom hat darum von den Seefahrern den Namen «Sturmkönig» erhalten.

Die Jahreszeit, zu welcher die Cyklonen in den tropischen Meeren ihre größte Häufigkeit erreichen, sind in den westindischen Gewässern August—Oktober, in Süd- und Ost-Asien September und Oktober, die Zeit des Überganges vom Süd-West- zum Nord-Ost-Monsun, im südindischen Ocean Februar und März.

Die tropischen Cyklonen sind von noch weit heftigeren Niederschlägen und (aber nicht immer) auch von Gewittern begleitet als unsere Wirbelstürme.

Die Erkenntnis der Gesetze der Cyklonen ist natürlich für die Schifffahrt von hoher praktischer Bedeutung. Aus dem Fallen des Barometers (in der Tropenzone sinkt das Barometer nur bei Cyklonen erheblich unter das regelmäßige tägliche Nachmittagsminimum) und der Art, in welcher sich die Windrichtung ändert,*) erkennt der Seefahrer, welcher Partie des Sturmfeldes er sich nähert und in welcher Richtung das gefährliche Centrum liegt. Er kann daher davon wegsteuern, ja er kann sogar die regelmäßigen Winde, die es umkreisen, zu einer rascheren Fahrt benützen. Die gefährlichste Partie eines Wirbelsturmes ist in unserer Hemisphäre die rechte oder vordere, weil die Winde das Schiff dort rasch dem inneren Teile der Cyklone zutreiben.

*) Auf der rechten vorderen Seite dreht sich der Wind von Süd-Ost über Süd nach Süd-West, während das Centrum sich nähert, auf der linken von Ost und Nord-Ost über Nord nach Nord-West. Siehe Fig. 56, Seite 212.

Über die erste Ursache der Entstehung jener bedeutenden Verminderung des Luftdruckes über einer Stelle der Erdoberfläche, welche zu einem Sturmcentrum wird, wissen wir noch wenig. Die großen tropischen Cyklonen scheinen zumeist in Gebieten mit ziemlich gleichmäßig verteiltem Luftdruck zu entstehen, zwischen Zonen von etwas höheren Druck; abnormale Erwärmung der Luft und große Feuchtigkeit derselben begünstigt dann deren Bildung, die mit lokalen Gewittern und Regenschauern beginnt, und immer größere Luftmassen in die Störung hineinzieht. Hat sich einmal ein Luftdruckminimum gebildet, so strömt die Luft von allen Seiten herbei und bekommt dabei infolge der Erdrotation ein Drehungsmoment, welches einen Wirbel erzeugen muss. Die dabei auftretende Centrifugalkraft verhindert die Luftmassen, rasch die Barometer-Depression auszufüllen, und wird Ursache, dass der Druck im Mittelpunkte noch mehr abnimmt. So erklärt sich die außerordentliche Luftverdünnung im Mittelpunkte der tropischen Cyklonen, bei sehr gesteigerter Drehungsgeschwindigkeit und kleinem Durchmesser des Wirbels. Das Aufsteigen der feuchten Luft im Wirbel erzeugt heftige Niederschläge im Umkreise desselben.

Die Dauer eines solchen Wirbels könnte dennoch keine sehr lange sein, wenn nicht fortwährend eine Ursache thätig wäre, welche das barometrische Minimum beständig unterhält. In der That dauern aber die Wirbelstürme oft über eine Woche lang und legen hunderte von Meilen zurück, indem sie z. B. aus den westindischen Gewässern dem Golfstrome folgend zuweilen bis nach Europa fortschreiten. Manche Physiker suchen die Ursache der fortwährenden Erneuerung des barometrischen Minimums und dadurch des Wirbelsturmes in den starken Kondensationen des Wasserdampfes, welche, wie wir schon bemerkt haben, alle Wirbelstürme begleiten. Die stärksten Niederschläge finden in den mittleren und höheren Breiten in der vorderen Partie des Wirbels statt, wo die von Süden herbeigezogenen Luftmassen emporsteigen und dabei erkalten. Diese Erkaltung wird aber sehr vermindert durch die latente Wärme des Wasserdampfes, so dass die Luft mit einer höheren Temperatur in den oberen Schichten anlangen kann, als sie der Umgebung entspricht. Dadurch bekommt sie einen weiteren Impuls zum Emporsteigen und es entsteht so in der vorderen Partie des Wirbels fortwährend eine Verminderung des Druckes, welche ihrerseits wieder Veranlassung zu erneuertem Herbeiströmen der Luft von allen Seiten, also zur Fortdauer des Wirbels wird. So würde sich erklären, warum die Wirbelstürme vorzugsweise den warmen Meeresströmen folgen, denn über deren wasserdampfreicher Luft finden die Niederschläge an der Vorderseite des Wirbels am meisten Nahrung. Auch sehen wir, dass das Fortschreiten des barometrischen Minimums und des Wirbelsturmes eine notwendige Folgerung aus dieser Annahme ist, da ja an der Vorderseite des Wirbels, wo die Kondensation beständig stattfindet, immer von neuem ein Minimum erzeugt wird und damit auch dem Centrum des Sturmes seine Bahn vorgezeichnet ist — es muss

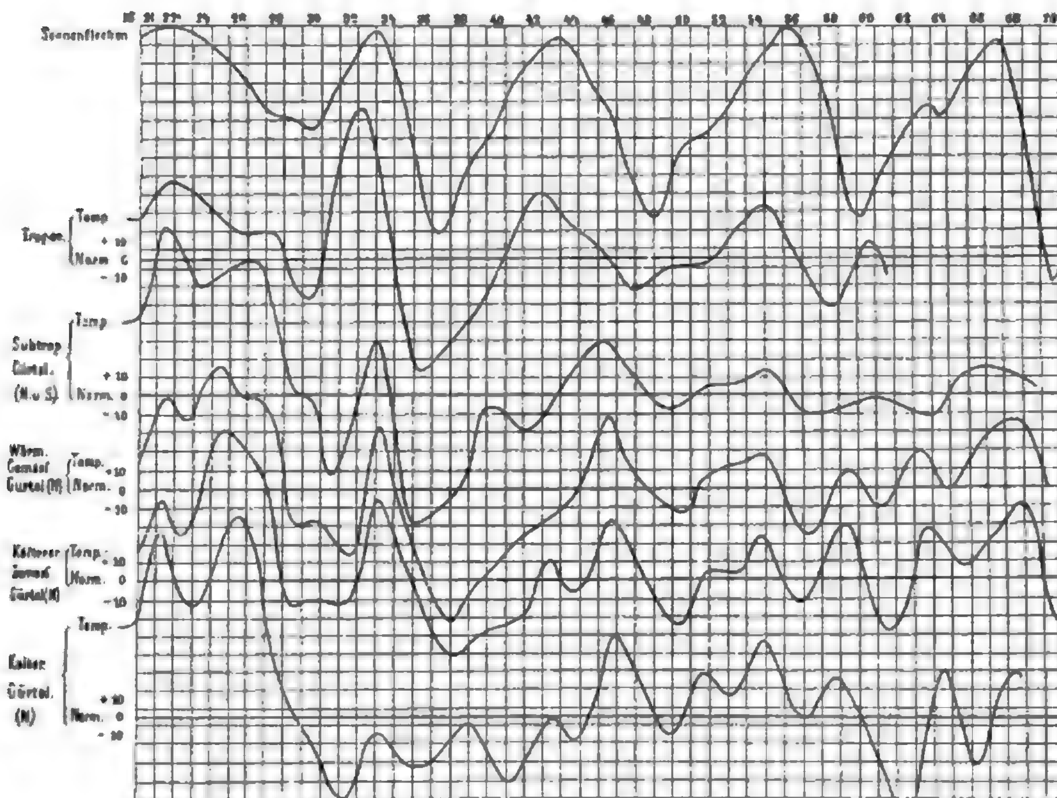
dorthin fortschreiten, wo die stärksten Niederschläge fortwährend sich erneuern. Obgleich diese Hypothese über viele Erscheinungen bei den Wirbelstürmen Aufschlüsse zu geben scheint, lassen sich dennoch manche Einwürfe gegen dieselbe erheben. Sie erklärt nicht die Richtung des Fortschreitens bei den tropischen Cyklonen, wo die Niederschläge keineswegs auf der Vorderseite stets am stärksten sind, und zudem gibt es Barometer-Minima und Stürme, bei denen die stärksten Niederschläge auf deren Rückseite fallen und solche ohne erhebliche Niederschläge. Viel wahrscheinlicher und mit den Beobachtungen in besserer Übereinstimmung ist die Annahme, dass die Wirbel den allgemeinen oberen Cirkulationsströmungen der Atmosphäre folgen und daher in den Tropen nach NW außerhalb derselben aber im allgemeinen nach NE fortschreiten.*) Die Niederschläge sind dabei nur von sekundärer Bedeutung. In Bezug auf die großen Luftwirbel der außertropischen Breiten besteht kaum mehr ein Zweifel, dass sie Begleiterscheinungen der allgemeinen Cirkulationsströmungen der Atmosphäre sind und von diesen hervorgerufen werden. Sie haben ihre Entstehung und ihren Sitz in den oberen Schichten der Atmosphäre, wenn sie auch daneben durch die Temperatur und Feuchtigkeitsverhältnisse der unteren Schichten beeinflusst werden. Da im Winter die Cirkulation der Atmosphäre viel energischer vor sich geht, so ist dies deshalb auch die Zeit der häufigsten und heftigsten Luftwirbel und atmosphärischen Störungen. Wäre die vorhin erwähnte Ansicht die richtige, welche den Niederschlägen die Hauptrolle zuweist und die Entstehung der Cyklonen in die untersten Schichten verlegt, so müssten dieselben im Sommer häufiger und intensiver auftreten als im Winter. Es ist aber durchaus das Gegenteil der Fall.

Sonnenflecken und Witterung. In neuerer Zeit hat man sich vielfach bemüht, einen Zusammenhang zwischen den Zuständen der Erdatmosphäre und der Frequenz der dunklen Flecken auf der Sonnenscheibe nachzuweisen, nachdem die älteren derartigen Versuche zu keinem entscheidenden Ergebnis geführt hatten. Meldrum hat es zuerst wahrscheinlich gemacht, dass die durchschnittlichen Regenmengen auf der Erdoberfläche der Sonnenflecken-Periode folgen und ein Minimum erreichen um die Zeit der Flecken-Minima. In den tropischen Gegenden scheint dies ziemlich deutlich hervorzutreten. Ebenso folgt die Häufigkeit der Cyklonen in gleicher Weise der Fleckenperiode; die Cyklonen der Erdatmosphäre werden häufiger zur Zeit der größten Fleckenmenge auf der Sonne, welche gleichfalls einer gesteigerten Aktivität der gasförmigen Sonnenhüllen entspricht. Köppen hat gezeigt, dass auch die Temperaturbeobachtungen, namentlich in der Tropenzone für einen Einfluss der Sonnenflecken sprechen, indem zur Zeit der Flecken-Minima die mittlere Temperatur der Erdoberfläche etwas größer ist (um 0.7° Celsius in den

*) In der nördlichen Hemisphäre.

Tropen) als zur Zeit der Fleckenmaxima. In höheren Breiten lässt sich aber ein solcher Einfluss kaum mehr erkennen. Die Figur 62 zeigt den Gang der Sonnenfleckenhäufigkeit zwischen 1821 und 1870 und zugleich den Gang der mittleren Jahrestemperaturen der verschiedenen Klimagürtel der Erde. Die Sonnenflecken-Kurve ist umgekehrt gezeichnet, ein Ansteigen entspricht einer Abnahme, ein Herabsinken der Kurve einer Zunahme der Sonnenfleckenhäufigkeit; bei der Temperatur entspricht dagegen eine aufsteigende Bewegung der Linien einer Zunahme der mittleren Wärme. Man sieht, dass namentlich in den Tropen und auch

Fig. 62.



Sonnenfleckenperioden und Temperaturvariationen.

noch im Subtropengürtel der Gang der Temperatur-Kurve jenem der umgekehrten Sonnenflecken-Kurve sehr auffallend parallel geht. Man hat in der Folge einen Einfluss der Sonnenflecken auf den Gang aller meteorologischen Faktoren, namentlich auch auf die mittleren Windrichtungen erkennen wollen. Alle diese Einflüsse sind aber so geringfügiger Natur, dass sie, so interessant sie vom wissenschaftlichen Standpunkte aus sein mögen, für die Wetterprognosen nicht den geringsten Nutzen haben können wie man vielfach voreilig angenommen hat. Es lässt sich auf Grund der bis jetzt wahrscheinlich gemachten Beziehungen zwischen Sonnenflecken und Witterung keineswegs auch nur auf den allgemeinen Charakter der

Witterung eines kommenden Jahres ein Schluss ziehen. Hierin besteht ein großer Unterschied gegenüber den erdmagnetischen Erscheinungen und den Polarlichtern, deren enge Beziehungen zur Sonnenflecken-Periode so klar am Tage liegen, ja alle Verhältnisse beherrschen, während bei den meteorologischen Vorgängen eine Relation zur Frequenz der Sonnenflecken eben nur wahrscheinlich gemacht worden ist und in vielen Fällen noch bestritten werden kann. Da es noch nicht einmal entschieden ist, ob die Sonne zur Zeit der Fleckenminima oder zur Zeit der Maxima eine größere Wärmemenge ausstrahlt, so sind auch die theoretischen Grundlagen zur Beurteilung des Einflusses der Sonnenflecken auf die Erdatmosphäre noch ganz unsicher.

Klimaschwankungen. Bei Gelegenheit einer Untersuchung über die Wasserstände des kaspischen Meeres, dieses höchst interessanten, für sich abgeschlossenen Recipienten der atmosphärischen Niederschläge eines sehr großen Gebietes, kam E. Brückner zu dem Resultat, dass die Schwankungen im Wasserspiegel desselben eine bemerkenswerte Periodicität zeigen, deren mittlere Periodenlänge 34 bis 36 Jahre beträgt. Es zeigte sich ein Sinken des Wasserspiegels von 1814 bis 1845, dann folgte ein Steigen 1845/47, dann wieder ein Sinken bis 1860 und hierauf wieder ein Steigen bis 1878. Die Untersuchungen der Wasserstände anderer abflussloser Binnenseeen, dann der Flusseeen und der Flüsse selbst ergab eine ähnliche Periodicität; die Maxima fallen auf 1820, 1850 und 1880, die Minima auf 1795, 1831/35 und 1861/65. Lässt sich nun in den vorliegenden Registern über den Regenfall eine ähnliche Folge nasser und trockener Perioden erkennen? Auch zur Beantwortung dieser Frage hat Brückner umfassende Zusammenstellungen gemacht. Die Regenaufzeichnungen in allen Erdteilen stimmen im allgemeinen darin überein, dass in den Jahren 1831—1840 und 1856/70 eine Trockenperiode herrschte, dagegen 1841/55 und 1871/85 eine nasse Periode. Es gibt aber auch Gebiete, wozu namentlich die Meeresküsten gehören, welche geradezu eine Umkehrung dieser Perioden zeigen, also Gebiete dauernder Ausnahmen, welche aber dadurch für die wahrscheinlichen näheren Ursachen der Klimaschwankungen von besonderem Interesse sind. Auf diese Ursachen weisen die langjährigen Schwankungen des mittleren Barometerstandes hin. Europa hatte 1830 und 1860 einen relativ hohen, 1841/55 und 1880 einen relativ niedrigen Luftdruck. Genau umgekehrt verhält es sich nun aber über dem atlantischen Ocean, so dass hier eine gewisse Kompensation zutage tritt. Nun bedingt vorherrschend hoher Luftdruck Trockenperioden, niedriger Luftdruck gesteigerte Niederschläge, und so erklärt sich der Umstand, dass während der Trockenperioden im Innern der Kontinente, die Küsten und Inseln des atlantischen Oceans nasse Perioden hatten. Im Innern der Kontinente treten die Schwankungen des Regenfalles auch mit viel größeren Amplituden auf, als an den Rändern derselben. In Westsibirien kann in der nassen Periode mehr als doppelt

so viel Regen fallen als in der trockenen. Im Mittel aller Länder der Erde beträgt die Zunahme vom Minimum zum Maximum 24 Procent (bei Ausschluss der Ausnahmsgebiete, mit denselben immerhin noch 12 Procent). Von besonderem Interesse ist es nun zu sehen, wie sich die mehrjährigen Schwankungen der Temperatur in die bei den Wasserständen und Regenmengen gefundene circa 35jährige Periode einordnen. Die Untersuchung zahlreicher längerer Reihen von Temperatur-Aufzeichnungen zeigte nach Brückner, dass Perioden hoher Temperatur eintraten um die Jahre: 1791/1805, 1821/25 und 1851/70, solche niedriger Temperatur 1806—1820, 1836/50 und 1871/85. Für die mittlere Dauer der Schwankungen ergab sich ein Zeitraum von 36 Jahren. Als beiläufige mittlere Temperatur-Abweichungen für die ganze Erde stellt Brückner folgende auf:

Temperatur-Abweichungen auf der Erde.

1736/40	1746/50	1766/70	1791/92	1811/15	1821/26	1836/40	1851/55	1866/70	1881/85
−0.4°	+0.4	−0.4	+0.5	−0.5	+0.6	−0.4	+0.1	+0.1	−0.1

Die Temperaturschwankungen innerhalb der 35jährigen Periode scheinen größer zu sein als jene innerhalb der 11jährigen Sonnenflecken-Periode, welche wir vorhin nach Köppen konstatiert haben.

Ein wertvolles Material zur Untersuchung des Problems der Klimaschwankungen bieten auch die Aufzeichnungen über die Eisbedeckung der Flüsse und die Zeit der Weinlese, weil dieselben viel weiter zurückreichen als die Messungen der Niederschläge und der Temperatur. Brückner hat dieselben deshalb auch in Betracht gezogen und aus denselben eine Periode von 34.8 Jahren abgeleitet, die also in schönster Übereinstimmung mit der aus den Schwankungen der anderen Elemente abgeleiteten Periodenlänge steht.

Als Hauptresultat kann man hinstellen, dass in den letzten beiden Jahrhunderten die Centren der kalt-feuchten und der warm-trockenen Perioden durch folgende Jahre repräsentiert werden:

kalt-feucht	1700	1740	1775	1815	1845	1880
warm-trocken	1720	1760	1795	1830	1860	?

Man weiß, dass die Alpengletscher Perioden des Vorrückens und des Rückzuges haben. So sind die Gletscher seit Beginn der sechziger Jahre dieses Jahrhunderts sehr stark abgeschmolzen, während sie in den vierziger und fünfziger Jahren einen starken Vorstoß in die Thäler hinab machten. Richter hat die Nachrichten über den Stand der Alpengletscher bis zum Beginn des 17. Jahrhunderts zurück sorgfältig und kritisch gesammelt und auf eine etwaige Periodicität untersucht. Das Ergebnis war, dass die Gletschervorstöße sich in Perioden, deren Länge zwischen 20 und 45 Jahren schwankt, wiederholen. Im Mittel der drei letzten Jahrhunderte ist die Periodenlänge in den Gletscherschwankungen von Vorstoß zu Vorstoß genau 35 Jahre. Die Gletschervorstöße fallen

sehr nahe oder vollkommen zusammen mit den von Brückner aufgestellten kühlen und feuchten Perioden.

Diese Brückner'schen Klimaperioden sind von großer Wichtigkeit in vielfacher Hinsicht. Die Kenntnis derselben bewahrt uns davor, auf Grund einer Folge von kühlen und nassen oder trockenen und warmen Jahrgängen vorschnell auf eine fortschreitende Verschlechterung oder Verbesserung des Klimas überhaupt zu schließen, sie zeigt uns, dass man die klimatischen Verhältnisse verschiedener Länder nicht auf Grund von Beobachtungen, die aus verschiedenen Zeiträumen stammen, mit einander vergleichen darf, ohne sich Fehlschlüssen auszusetzen, sie eröffnet uns Ausblicke auf größere, länger andauernde und noch tiefer eingreifende Schwankungen in den klimatischen Elementen. Schon Brückner selbst hat darauf aufmerksam gemacht, dass zuweilen zwei der 35jährigen Perioden in eine längere 70jährige Periode verschmolzen erscheinen und Richter hebt hervor, dass bei manchen Gletschern ein Rückgang oder ein Vorstoß nur schwach angedeutet bleibt, so dass er übersehen wird und eine Hochstand- oder eine Schwindperiode von doppelter Länge in Erscheinung tritt.

Über die Ursachen dieser Klimaschwankungen lassen sich jetzt noch keinerlei einigermaßen begründete Ansichten aufstellen.

III. Abschnitt.

Die flüssige Umhüllung des Erdkörpers.

Die Hydrosphäre.

Räumliche Verhältnisse. Neben der luftförmigen Hülle, der Atmosphäre, hat der Erdkörper noch eine flüssige Hülle, die Hydrosphäre, welche ihn zum größten Teil, aber nicht vollständig, umgibt. Nimmt man den Flächeninhalt der gesammten Erdoberfläche rund zu 510 Millionen Quadratkilometer an, so entfallen davon circa 366 auf die Wasserbedeckung und nur 144 bleiben trocken und ragen als Festländer und Inseln aus dem «Weltmeere» hervor. Es nimmt demnach das Wasser 72% der Erdoberfläche ein und die trockene Oberfläche verhält sich zur nassen nahe wie 1 zu 2½. Ungefähr ⅔ der trockenen Erdoberfläche liegen auf der nördlichen Halbkugel, so dass die südliche Hemisphäre 86% Wasseroberfläche hat, die nördliche immerhin auch noch 60%. Der Pol einer Hemisphäre, welche die größte Fläche Land umfassen würde, liegt ungefähr bei 48° N 1½° E. v. Gr. (d. i. südwestlich von Paris), jener einer Wasserhalbkugel würde in die Gegend von Neuseeland fallen.

Auf der nördlichen Hemisphäre durchschneidet der Parallelkreis von 43° eben soviel Wasser als Land, von da nach Norden überwiegen die über Festland verlaufenden Bogen der Breitekreise bis zum Polarkreis, von dem 77% dem Lande und nur 23% dem Wasser angehören. Nach Süden hin nimmt aber der Landumfang rasch ab und der 50.° südlicher Breite enthält kaum 2% Land, dagegen 98% Wasser.

Nach A. v. Tillo hat die westliche Hemisphäre von 20–200° W. v. Gr. nur 17% Land und 83% Wasser, dagegen die östliche Hemisphäre von 20° W bis 160° E. v. Gr. 37% Land und 63% Wasser.

Zur Kenntnis der Größe der Oberfläche der Meere muss die der Meerestiefen hinzutreten, um die Masse der Wasserhülle des Erdkörpers berechnen zu können. Bis auf die neueste Zeit hatte man nur geringe und sehr unzuverlässige Kenntnisse von der Tiefe der Oceane. Man kannte zwar die Tiefen in der Nähe der Küsten, da diese für die Schiffahrt von großer Wichtigkeit sind, durch überaus zahlreiche Sondierungen, aber die Tiefe des «blauen Wassers» blieb unbekannt. Man hatte für die mittlere Tiefe der Oceane nur willkürliche Schätzungen. So nahm noch Laplace dieselbe zu 1000 Meter an, was er auch als mittlere Höhe des über das

Wasser emporragenden Theiles der Festländer ansetzen zu dürfen glaubte. Überhaupt war es eine gewöhnliche Annahme, dass das Land sich ebenso hoch über das Meer erhebe, als letzteres tief ist.

Mit der zweiten Hälfte unseres Jahrhunderts etwa beginnt eine neue Ära für die Erforschung der großen Meerestiefen. Der berühmte, um eine bessere Kenntnis der physischen Verhältnisse der Oceane außerordentlich verdiente Vorstand der Marine-Sternwarte zu Washington, Mathew Fontaine Maury (1806—1873), gab von wissenschaftlicher Seite die größte Anregung zu Lotungen auf hoher See und Verbesserung der Methoden derselben, während andererseits von praktischer Seite her die beabsichtigte Legung eines Telegraphenkabels von Europa nach Amerika die Forderung stellte, die Tiefenverhältnisse in dem nördlichen Teile des atlantischen Oceans genauer zu erforschen. Es bedurfte aber längerer Zeit und vielfacher, oft missglückter Versuche, bis man die richtigen Mittel fand, um die großen Meerestiefen von 2000 Faden*) oder 3—4000 Meter und darüber mit Verlässlichkeit zu bestimmen. Jetzt haben die Methoden zur Messung auch der größten Meerestiefen alle wünschbare Genauigkeit erreicht. Mit diesen verbesserten Methoden sind in jüngster Zeit auf einigen speciell zur wissenschaftlichen Erforschung der Meere ausgesandten Expeditionen eine große Zahl von Tiefseemessungen in allen Oceanen in systematischer Weise vorgenommen worden, welche alles früher auf diesem Gebiete Geleistete weit hinter sich gelassen haben.**) Die Resultate derselben bilden den Grundstock unseres Wissens über die Tiefenverhältnisse der Oceane.

Die größten Tiefen der Oceane finden sich bemerkenswerterweise nicht in deren Mitte oder nahe derselben, sondern durchgängig nahe dem Lande.***) Die größte bisher gelotete Meerestiefe auf der nördlichen Hemisphäre ist die von der «Tuscarora» im nördlichen großen Oceane östlich von Nipon gemessene Tiefe von 8500 Meter (4655 Faden). Zwischen Japan und den westlichen Aleuten erstreckt sich ein tiefer Trog von zumeist 6—7000 Meter Tiefe. Die nächst größte Tiefe ist nördlich von der westindischen Insel Puertorico von «Blake» gefunden worden 8340 Meter (4561 Faden). Diese tiefste Stelle des nordatlantischen Oceans

*) Da zur See das Fadenmaß noch vielfach gebraucht wird, wird es in diesem Abschnitt neben den Angaben in Meter noch Anwendung finden; 1 Faden ist gleich 1.829 Meter. Näherungsweise kann man einfach das doppelte nehmen und den zehnten Teil wieder abziehen, z. B. 1700 Faden gleich 3400 — 340 = 3060 Meter, genau 3075 Meter.

**) Es sind dies vornehmlich: Die englische «Challenger»-Expedition 1873—76, die Expedition der deutschen «Gazelle» 1874—76, die der amerikanischen «Tuscarora» 1874—76 und die des norwegischen «Vöringen» 1876—78 (jeden Sommer). Die Expeditionen der Schiffe Challenger und Vöringen waren nur für wissenschaftliche Zwecke ausgerüstet worden. Wenn man Petermann's Karte des großen Oceans vom Jahre 1857, auf welcher als größte bis dahin in diesem Ocean gelotete Tiefe 1700 Faden (3100 Meter) sich angegeben findet, mit der Tiefenkarte dieses Oceans, entworfen von demselben Autor im Jahre 1878, vergleicht, so tritt einem der außerordentliche Fortschritt lebhaft vor Augen.

***) Man vergleiche die diesem Buche beigegebenen Karten der Meerestiefen der Oceane.

Tiefen und Bodentemperaturen des

INDISCHEN OCEANS

Äquatorialmaßstab 1:95000000

Tiefen in Metern, Temp. in Celsiusgraden

ASIEN
China
Vorder-Indien
Arabien
Arabisch Meer
Golf v. Bengalen
Hinter-Indien
Ceylon
Philippinen
Karolinen-Archipel
Borneo
Sumatra
Java
Neu-Guinea
Korallen-See
AFRIKA
Mittlere Bodentemp. 14°
Seychellen
Madagaskar
Maskarenen
Mittl. Bodentemp. 1°
AUSTRALIEN
Kapland
Gr. Austral. B.
Bodentemp. 0°8
Tasmanien
Crozet-I.
Pr. Edward I.
Kerguelen
Heard I.
St. Paul

Östl. Länge 80 v. Greenwich

Geograph. Anstalt von Wagner & Debes Leipzig.

Verlag von F. Tempsky, Prag.



Geograph. Anstalt v.

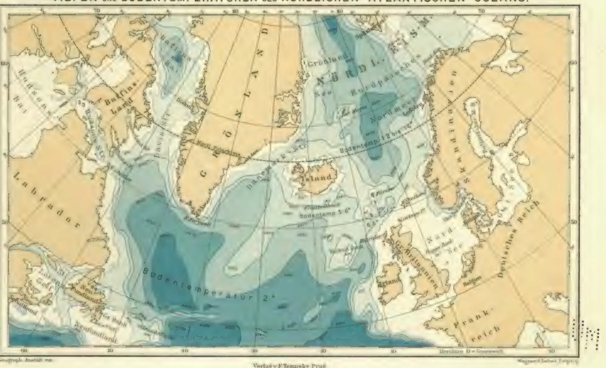
Verlag von F. Tempsky Prag.

Wagner & Debes Leipzig



Tiefen und Bodentemperaturen
STILLEN OCEANS
China
AUSTRALIEN
NORD-
AMERIKA

TIEFEN UND BODENTEMPERATUREN DES NÖRDLICHEN ATLANTISCHEN OCEANS.



Geograph. Anstalt von

Verlag v. F. Tempsky, Prag

Wagner & Debes, Leipzig

liegt etwa unter 65° W. L. und besitzt eine Erstreckung von über 700 Kilometern. Tiefen über 4000 Faden oder 7300 Meter wurden ferner noch gelotet im pacifischen Ocean vom Challenger zwischen den Carolinen und Marianen (11½ N 143½ E) 8360 Meter (4575 Faden), desgleichen noch an 2 Stellen nördlich von den Tonga-Inseln von der Egeria 8280 Meter und südlich davon, wo vom Schiffe Penguin 23° 40′ S. Br., 175° 10′ W. L. bei 8960 Meter (4900 Faden) noch der Meeresgrund nicht erreicht worden ist. Dies ist die größte bisher gelotete Tiefe. Nahe an der Küste von Peru westlich von Lima hat man 7640 Meter (4175 Faden) gefunden; hier treten also die großen Höhen der Anden ganz nahe an eine der größten Meerestiefen heran. Ähnlich verhält es sich bei der Insel Hawaii mit ihren über 4000 Meter hohen Vulkanen. Dieselbe erhebt sich aus einem über 4000 Meter tiefen Meere. Das amerikanische Mittelmeer erreicht zwischen Jamaika und Yukatan eine größte Tiefe von nahe 6300 Meter, das europäische Mittelmeer zwischen Sardinien und Süditalien 3700 Meter und 4400 in Südwesten von Kap Matapan (Pola-Tiefe) nicht ganz 4° westlicher gleichfalls 4070 (Washington-Tiefe). Im östlichen Mittelmeere hat das Expeditionsschiff «Pola» südöstlich von Rhodus 3870 Meter gelotet.*) Im südlichen atlantischen Ocean hat man nahe dem Äquator 7370 Meter unter 18.3° W. L. gefunden. Der Indische Ocean hat keine sehr großen Tiefen aufzuweisen. Im Osten desselben erstreckt sich ein über 5000 Meter tiefes Becken bis nahe an die Sunda-Inseln heran. Hier wurden 6200 Meter gelotet.

Die Polarmeere sind relativ seicht. Südwestlich von Spitzbergen ist als größte bisher bekannte Tiefe des europäischen Eismeers 4850 Meter gelotet worden. Im antarktischen Ocean hat man bisher nur Tiefen von wenig über 3000 Meter gefunden.**)

Die größte bisher aufgefundene Meerestiefe von nahe 9000 Meter überschreitet die Höhe des höchsten Berges der Erde, des Gaurisankar im Himalaja (8840 Meter). Der Unterschied zwischen der größten Erhebung und der größten Depression des Festlandes ist demnach 17.8 Kilometer und erreicht nahezu die Differenz zwischen dem Äquatorial- und

*) Die größte Tiefe der Adria beträgt 1645 Meter zwischen Durazzo und Bari.

**) Eine bequeme Übersicht der größten bisher geloteten Meerestiefen hat Supan in folgender Tabelle geliefert:

Meer	Tiefe, Meter	Breitegrad	Längegrad	Schiff
Nordatlantischer Ocean	8340	19.6 N	66.4 W	Challenger
Südatlantischer „	7370	0.3 S	18.3 W	Romanche
Indischer „	6205	11.4 S	116.8 O	Recorder
Nördlicher pacifischer Ocean	8515	44.9 N	152.4 O	Tuscarora
Südlicher „	8285	17.1 S	172.2 W	Egeria
Nördliches Eismeer	4845	78.1 N	2.5 W	Sofia
Karibisches Meer	6270	19.0 N	81.2 W	Blake
Mittelmeer	4400	35.8 N	21.8 O	Pola
Schwarzes Meer	2618	42.9 N	33.3 O	Tschernomoretz.

Die größte Tiefe im südlichen stillen Ocean von über 9000 Meter war damals noch nicht bekannt.

Polar-Halbmesser der Erde. Wenn man die Höhen von Berggipfeln den Meerestiefen gegenüberstellt, darf man aber nicht vergessen, dass erstere fast nur Punkte sind, während die größten Tiefen über ansehnlichere Flächenräume sich mehr gleichförmig ausdehnen.

Trotz der geringen Zusammendrückbarkeit des Seewassers (0.9 von der des süßen Wassers) ist dasselbe in den großen Tiefen der Oceane doch schon erheblich komprimiert. Tait berechnet, dass die Wassersäulen der großen oceanischen Tiefen durch den eigenen Druck um circa 200 Meter verkürzt werden, und dass der Spiegel der Oceane um 35 Meter höher stehen und etwa 5 Millionen Quadrat-Kilometer Land überschwemmen würde, wenn das Seewasser gänzlich unzusammendrückbar wäre.

Auf Grund der bis jetzt vorliegenden Messungen der Meerestiefen hat man versucht, die mittlere Tiefe der Oceane und Meere zu berechnen. Der jüngste derartige Versuch von Karstens hat folgende allgemeine Resultate ergeben.

Name des Meeres	Mittlere Tiefe in Metern	Ohne Neben- und Randmeere	Areal in Millionen Quadratkilometern
Großer Ocean	3830	(4080)	175.44
Atlantischer Ocean*)	3160	(3760)	102.76
Indischer Ocean	3590	(3650)	74.04
Südliches Eismeer (Schätzung)	1500	—	15.63
Gesamtes Weltmeer	3500	—	367.87**)

Von den Nebenmeeren und Randmeeren mögen folgende angeführt werden:

	Mittl. Tiefe	Areal		Mittl. Tiefe	Areal
Nördliches Eismeer	820	12.80	Westliches Mittelmeer	1610	0.84
China-See	1070	3.05	Sicilisch-jonisches Meer	1620	0.77
Karibisches Meer	2560	2.62	Östliches Mittelmeer	1450	0.77
Golf von Mexico	1560	1.56	Adriatisches Meer	240	0.13
Berings Meer	1110	2.26	Schwarzes Meer	1120	0.45
Ochotskisches Meer	1270	1.51	Nordsee	90	0.55
Japanisches Meer	1100	1.04	Ostsee	70	0.43
Hudsons Bai	130	1.22	Rotes Meer	460	0.45

Zu den seichtesten Randmeeren gehört die Nordsee mit einer mittleren Tiefe von 90 Meter. Ein Bogen gewöhnliches Schreibpapier ist dicker im Verhältnis zu seiner Fläche, als die Wasserschichte der Nordsee im Verhältnis zu ihrem Flächeninhalt. Das baltische Meer hat gleichfalls nur eine mittlere Tiefe von 70 Meter, das europäische Mittelmeer dagegen von mehr als 1.5 Kilometer.

---

*) Mit dem nördlichen Eismeer.

**) Dieses Resultat weicht etwas ab von dem früher angegebenen, in welchem der wahrscheinliche Flächeninhalt der Antarktis nach Penck abgezogen worden ist.

Das Volum der Wassermasse der gesammten Meere berechnet sich zu 1290 Millionen Kubik-Kilometer, d. i. $^1/_{843}$ des Erdvolums, die Masse hingegen erreicht bloß $^1/_{4500}$ der Erdmasse. Die Masse der gesammten Atmosphäre beträgt dagegen nicht einmal ein Milliontel der Erdmasse.

Wenn man die mittlere Höhe der Kontinente zu 700 Meter annehmen will, so ist das Volum der Festländer oberhalb des Meeresniveaus nahezu 13mal kleiner als das Volum der Meeresbecken. Denkt man sich die Kontinente vollständig abgetragen und die Wassermasse der Oceane als ein gleichförmig tiefes Meer über die ganze Erde ausgebreitet, so hätte dieses Meer immer noch eine Tiefe von 2500 Meter.

Niveau der Meere. Über die Gestalt der Meeresoberfläche im Zustande der Ruhe und abgesehen von der fluterzeugenden Attraktion der Himmelskörper, ist in dem Abschnitt über die Gestalt der Erde das Nötige gesagt worden. Die mittlere Meeresoberfläche ist eine Niveaufläche, und wir müssten sie daher bei richtigen Nivellements überall gleich hoch finden.

In früherer Zeit meinte man hie und da größere Niveauverschiedenheiten zwischen einzelnen mehr voneinander abgetrennten Meeresteilen gefunden zu haben. Spätere genauere Messungen haben diese Differenzen nicht bestätigt. Das Niveau der Meere ist, innerhalb der Grenzen der Genauigkeit der Nivellements auf große Entfernungen, sehr nahe als gleich anzusehen.

Die Meeresoberfläche entspricht aber nicht überall und jederzeit genau einer Niveaufläche. Erstlich gleichen sich die periodischen Niveauschwankungen infolge der Mond- und Sonnenflut nicht überall vollständig aus, das «Mittelwasser» entspricht nicht überall der ungestörten Meeresfläche. Dann bedingen vorherrschende Winde und Strömungen und die dabei ins Spiel tretende ablenkende Kraft der Erdration Ungleichheiten im Meeresniveau. Mohn berechnet, dass in der Mitte des nordatlantischen Wirbels (inbezug auf Luft- und Meeresströmungen) zwischen Island und dem nördlichen Norwegen eine Senkung des Meeresniveaus besteht, welche etwa 10 Decimeter gegen das Meeresniveau an den umgebenden Küsten beträgt, gegen das Niveau bei Christiania sogar 2.7 Meter. Ähnliche Wirkungen muss man wohl auch an anderen Orten unter ähnlichen Verhältnissen erwarten.

Zu den wichtigsten Ursachen örtlicher und zeitlicher Niveaudifferenzen gehört eine stark vorherrschende Windrichtung, welche das Meer vor sich aufstaut. Das rote Meer sinkt während der Periode der konstanten Nordwinde von April bis November um etwa $^1/_2$ Meter nach Schweinfurth. Überwiegt bei einem Binnenmeere mit engem Zugang die Verdunstung über die Wasserzufuhr durch Flüsse, so kann sein Spiegel sich etwas senken, bis der dadurch gesteigerte Zufluss vom offenen Oceane her der Verdunstung wieder die Wage hält. Dies ist vielleicht beim Mittelmeere der Fall. Hoher Luftdruck erniedrigt im allgemeinen das

Meeresniveau, bei niedrigem Luftdruck steigt es; theoretisch entspricht einem Steigen des Luftdruckes um 1 Millimeter eine Depression des Meeresniveaus um 13.6 Millimeter.

Der Meeresboden. Natur desselben. John Murray teilt die Ablagerungen, die den Meeresboden bilden, in drei Klassen ein: jene der Küsten, der seichten Meere und der Tiefsee. Dieselben stammen entweder vom Lande her oder sind pelagisch im offenen Ocean gebildet. Die Ablagerungen, die vom Festlande herrühren, säumen die Küsten ein, der feinste Flusschlamm wird selten weiter als 4—5 Hundert Kilometer vom Lande entfernt angetroffen, die Sande halten sich ganz nahe der Küste. Von diesem Gesichtspunkte aus besitzt der ganze Ocean außerhalb des Küstengürtels von 4—5 Hundert Kilometern eine ganz bestimmte Individualität; kein Material, das vom Lande stammt, dringt in denselben vor, ausgenommen Schlamm und Geschiebe, die von Trifteis mitgeführt werden, der Staub, der aus der Luft sich niedersenkt und Bimssteinstücke von vulkanischen Ausbrüchen. In den Meeresteilen, die nicht 3000 Meter tief sind und dabei zugleich fern vom Lande, finden sich am Boden die Reste von relativ großen und zarten Schalen, von Meeresbewohnern der Oberfläche, gemischt mit unzähligen Schalen von nahezu mikroskopischen Foraminiferen und etwas lehmigen Stoffen. Diese Ablagerungen haben die allgemeine Bezeichnung des «Pteropoden-Schlammes» erhalten, von den charakteristischen Schalen der Pteropoden, die in denselben vorkommen. In tieferem Wasser werden keine Pteropoden oder andere zarte Schalen gefunden, dagegen ein mehlartiges Kalklager von Foraminiferen, sehr ähnlich erweichtem Kalk; dasselbe wird Globigerinen-Schlamm genannt, von jener Art an der Meeresoberfläche lebender Organismen, welche den größten Teil dieses Sediments ausmacht.

In größeren Tiefen wird Globigerinen-Schlamm gefunden, in welchem die mikroskopischen Schalen stark corrodiert erscheinen und schließlich in Tiefen von mehr als 5000 Meter sind die Ablagerungen am Meeresgrunde fast ganz frei von kohlensaurem Kalk und bestehen aus einem harten, roten Thon, der aus zersetztem vulkanischen oder atmosphärischem Staub besteht und jenen Bestandteilen der Schalen, die nicht leicht von Seewasser aufgelöst werden.

Der Vorgang bei der Bildung dieser Sedimente ist leicht einzusehen. Über der ganzen Oberfläche der Oceane leben und sterben dieselben schalentragenden Organismen in Myriaden; ihre Körper fallen kontinuierlich gleich einem leichten kalkigen Schneeschauer durch das Wasser und werden dabei langsam aufgelöst. Die großen dünnen Schalen verschwinden zuerst und erreichen bloß in seichtem Wasser den Boden; die dichten kugeligen Schalen und die kleinen Foraminiferen widerstehen am längsten, aber bloß die unlöslichen Überreste erreichen die größten Tiefen. Der rote Thon bildet sich so langsam, dass die Körnchen von metallischem Meteorstaub einen merklichen Bestandteil seiner Substanz ausmachen. An

Orten, wo Kieselpanzer tragende Organismen, wie Schwämme und Radiolarien an der Oberfläche sich zahlreich vorfinden, treten ihre glasartigen Stacheln in grossen Mengen im roten Thon auf, welcher dann, wenn der Procentsatz derselben ein beträchtlicher wird, «Radiolarien-Schlamm» genannt wird. In dem kühlen und weniger salzhaltigen Wasser der Südsee sowie in anderen Meeresteilen mit geringerem Salzgehalt, schwärmt das Wasser von den kieselhaltigen Diatomeen derart, dass die Ablagerungen zum sehr großen Teile aus deren Kieselresten bestehen, die dann, wenn letztere etwa die Hälfte ausmachen, «Diatomeen-Schlamm» genannt werden.

Von den pelagischen Ablagerungen nehmen der rote Thon und der Globigerinen-Schlamm den größten Teil des Bodens der Oceane ein, jener namentlich im großen Oceane, dieser im atlantischen und indischen Ocean. Die tiefen Bodenstellen bedeckt der rote Thon, der Globigerinen-Schlamm umsäumt denselben bis zur Küstenzone der vom Lande stammenden Sedimente. Zusammen mit dem Diatomeen-Schlamm, der im südlichen Ocean etwa $^1/_{10}$ der Fläche einnimmt, breiten sich diese drei Arten von Ablagerungen über ein Areal aus, welches das der Festländer etwa zweimal an Ausdehnung übertrifft. Die Fläche, über welche sich die Landsedimente erstrecken, kann man auf etwa $^1/_6$ der drei ersteren Ablagerungen veranschlagen.

Der Meeresboden mag, da das schwerere Material der Ablagerungen sich in der Tiefe anhäuft, ein etwas größeres specifisches Gewicht haben, als die Masse der Kontinente nämlich etwas über 3, während letzterer ein specifisches Gewicht von circa 2.5 zuerkannt wird.

Relief des Meeresgrundes. Die ältere Vorstellung, dass dasselbe jenem der Festländer analog sei, steile Berge und tiefe Thäler aufzuweisen habe, ist sicherlich nicht in dem Maße richtig, weil die Erosionskräfte, die das Relief der Festländer ausnagen, am Meeresgrunde nur im beschränkten Maße thätig sind, und im Gegenteile hier die beständigen Ablagerungen eher auf einen Ausgleich der Erhebungen und Vertiefungen hinwirken.

Man trifft aber am Grunde der Oceane doch auch steile Abhänge an, und der Abfall der küstennahen Flachseeen zu den oceanischen Tiefen ist zumeist ein sehr rascher. Makarof ist der Ansicht, dass die Wellenbewegung, welche bis 100 Meter hinab reicht, was auch Krümmel für die Ostsee bestätigt, an dem Saum der Kontinentalerhebung den Meeresboden ausgleicht, der dann erst rasch in größere Tiefen absinkt. Es kommen beträchtliche Neigungswinkel vor, wie z. B. im Golf von Biscaya und westlich von Irland, wo das unterseeische Plateau, aus dem sich die britischen Inseln erheben, in die großen Tiefen des atlantischen Oceans übergeht. Die Neigungswinkel betragen hier bis zu 7 Grad und im Mittel etwa 3°. Die Gezeiten-Strömungen reichen nach Buchanan in den unterseeischen Pässen zwischen den Kanaren bis zu 2000 Meter hinab und waschen den Boden ganz frei von Schlamm. Es gibt da unterseeische

Abgründe, steile Felsen ganz so wie auf dem Lande. An der Westküste Afrikas finden sich Steilabhänge von 0.6 Kilometer Fall auf 1.6 Kilometer Entfernung (Neigungswinkel 20½ Grad). Am steilsten ragen manche der oceanischen Inseln aus den großen Meerestiefen auf. Der submarine Steilabfall um die Bahama-Inseln z. B. sinkt nirgends unter 8 Grad und erreicht im Maximum 38 Grad, das ist eine größere Winkelerhebung als sie in den Berner Alpen der Mönch von Grindelwald aus zeigt. Von dem Boden des nördlichen atlantischen Oceans sagt Penck, dass derselbe in großen Zügen einen ähnlichen Wechsel der massigen Erhebungen zeigt, wie das in vertikaler Richtung reich gegliederte mittlere Europa. In Bezug auf das Relief des Meeresgrundes verweisen wir auf Penck's Morphologie der Erdoberfläche*) und den zweiten Teil dieses Buches.

Farbe des Meeres. Die Farbe des Meeres ist im durchscheinenden wie im reflektierten Lichte ein schönes reines Blau. Je durchsichtiger das Meerwasser ist, desto blauer ist es, je undurchsichtiger, desto mehr neigt die Farbe zum Grün. Die von Tyndall untersuchten Wasserproben des Mittelmeeres und des atlantischen Oceans ergaben, dass das tiefblaue Wasser die geringsten Mengen suspendierter Stoffe enthielt, die grünen Wasser zeigten eine Zunahme von Trübung. Erhöhter Salzgehalt und höhere Temperatur scheint die blaue Farbe des Meerwassers tiefer zu machen. Ersteres erklärt sich zum Teil wenigstens dadurch, dass der Salzgehalt die Tendenz hat, suspendierte trübe Stoffe zum Niederschlag zu bringen, das Wasser zu klären. Die salzreichen warmen Meeresströmungen wie der Golfstrom und der Kuroschiwo zeichnen sich durch ihre tiefblaue Farbe aus; die kalten salzärmeren Polarströmungen sind dagegen mehr ostseegrün. Dort wo an den Küsten kaltes Wasser aufsteigt, verrät sich dies auch dem Blicke durch eine Entfärbung des Meeres ins Olivengrüne. In den Polarmeeren sind weite Strecken durch Diatomeen grün gefärbt, und das Wasser in der Nähe des Eises hat eine mehr oder weniger schmutziggrüne Farbe. Das kalte Wasser ist außerordentlich reich an niedrigen Tieren, deren massenhaftes Vorkommen auch die Farbe des Wassers beeinflußt.

Das Licht, das in das Wasser eindringt, erleidet eine Schwächung zunächst dadurch, dass das Wasser das rote Ende des Spektrums stark absorbiert. In der blauen Grotte von Capri, in welcher das Licht nur durch das Meereswasser hindurch gelangen kann, fand H. W. Vogel im Spektroskop das Rot und Gelb fast ganz ausgelöscht (die D-Linie war kaum mehr zu erkennen), dagegen erschienen Grün, Blau und Indigo hell.**) In größere Tiefen dringt deshalb nur das blaue Ende des Spektrums ein. In einer Taucherglocke nehmen alle Objecte eine blaue Färbung an, Tiere von roter Farbe sehen schon in 20 bis 30 Meter Tiefe

*) Namentlich B. II. Kapitel III.

**) Auch das Wasser der «Grünen» Grotten zeigte das gleiche.

schwarz aus. Die photographisch wirksamen Strahlen aber zeigen sich (im Mittelmeere) bis zu 400—550 Meter Tiefe hinab wirksam.*)

Ist das Meerwasser getrübt (bis zu einem gewissen Grade ist ja das immer der Fall), so erleiden gerade die blauen Strahlen durch die feinen suspendierten Teilchen eine starke Zerstreuung (Dispersion) und werden stärker geschwächt als die weniger brechbaren, wodurch eine mehr grünliche Beleuchtung entsteht sowie eine größere Undurchsichtigkeit des Wassers.

Die Sichttiefe von ins Meer versenkten weißen Scheiben wurde in der westlichen Ostsee im Sommer zu 18 Meter gefunden, in der irischen See zu 22 Meter. Im östlichen Mittelmeere dagegen fand sie Luksch zu 50—60 Meter und Krümmel konnte in der Sargasso-See, die sich durch ein besonders reines Blau auszeichnet, die versenkte weiße Scheibe sogar in 60—66 Meter Tiefe noch erkennen. In 150 Meter Tiefe muss also noch ziemlich viel Licht vorhanden sein, da es ja noch in 66 Meter Tiefe so hell ist, dass das von der Scheibe reflectierte Licht, das wider durch eine Wasserschichte von 66 Meter gehen muss, selbst unter ungünstigen Verhältnissen an der Oberfläche noch wahrgenommen wird.

Krümmel hat eine Karte der Verteilung der Farben im atlantischen Ocean nach eigenen Beobachtungen und jenen von Schott entworfen. (Geophysikalische Beobachtungen der Plankton-Expedition, Leipzig 1893. Tafel II.) Nach derselben zeigt die Mitte des Oceans unter 25—35 Grad in der Sargasso-See das tiefste Kobaltblau, nach Norden (aber auch gegen den Äquator) nimmt das Blau ab und geht an den Küsten, namentlich gegen Grönland hin, in Dunkel oder «Ostseegrün» (meist stark getrübt) über. Auch der Guinea-Strom hat grünes Wasser. Kingsley bemerkte gegenüber J. Tyndall: «Das glänzende blendende Dunkelblau des mittleren atlantischen Oceans im Sonnenlicht und sein Schwarzblau unter den Wolken war für mich stets einer der wunderbarsten Anblicke, die ich auf meinen Reisen von und nach Westindien gehabt habe. Beide Farben schienen so fest, dass man vom Verdeck aus ohne Furcht hätte darauf hinausspringen mögen».

Die Bezeichnungen «rotes Meer», «gelbes Meer», «weißes Meer», etc. beruhen zumeist nur auf örtlichen und oft zufälligen Beobachtungen, ohne in einer dem ganzen Meere zukommenden Färbung begründet zu sein. Dem roten Meere soll nach Ehrenberg eine aus roten Fäden bestehende Alge (Trichodesmium erythraeum) die zu einem schleimigen, blutroten Ufersaum Veranlassung giebt, seinen Namen verschafft haben, nach Keller wären es zahlreiche rote Medusen.

Salzgehalt des Meerwassers und Dichte desselben. Nach den vorliegenden Bestimmungen zeigen sich im Salzgehalt der freien Oceane nur geringe Schwankungen von 3.5 bis 3.7%, die Polarmeere ausgenommen, deren Salzgehalt nur 3.3 bis 3.2% beträgt und örtlich an der Oberfläche

*) Bromsilber-Gelatine-Platten nach halbstündiger Exposition. Im Genfer See reichte die photographische Wirkung im Winter bis 100, im Sommer nur bis 45 Meter. Die Sichttiefe war gleichzeitig etwa 16 und 5½ Meter.

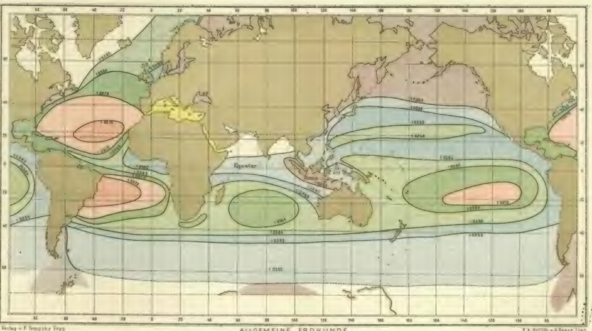
noch tiefer herabsinken kann. Binnenmeere in wärmeren Zonen haben einen größeren Salzgehalt, so das Mittelmeer 3.8 bis 3.9, das rote Meer 3.9 bis über 4.0 % (in den Bitterseeen steigt der Salzgehalt auf 5.8 %).

Der Salzgehalt der offenen Oceane kann im Mittel zu 3.5 % angenommen werden. Von 160 Bestimmungen des Salzgehaltes aus allen offenen Meeren, die Dittmar an den vom Challenger gesammelten Wasserproben vorgenommen hat, war der kleinste Wert 3.30 vom südlichen indischen Ocean 66° S. Br. und der größte 3.74 aus dem mittleren nordatlantischen Ocean unter 23° N. Br. Nach Schott kann man als Maximum des Salzgehaltes der offenen Oceane annehmen: im nordatlantischen Ocean 3.76 %, im südlichen atlantischen Ocean desgleichen, im indischen Ocean 3.64, im nordpacifischen Oceane 3.57.

Das Maximum des Salzgehaltes an der Oberfläche findet sich nicht gerade in den Roßbreiten, wie vielfach angegeben wird, weil daselbst die Winde schwach sind, sondern etwas außerhalb, wo der Passat kräftig weht und die Verdunstung daher am stärksten ist. Die geringere Salinität im Äquatorialgebiete beruht nicht auf einer wirklichen Verdünnung des Seewassers durch Niederschläge, sondern ist nur eine Folge der geringeren Verdunstung gegenüber jener in den Passatgebieten. Im nordatlantischen Ocean liegt nach der schönen Salinitätskarte von Krümmel die Maximalzone des Salzgehaltes zwischen 20 und 30° N. Br. (3.7 %). Nördlich davon sinkt der Salzgehalt auf 3.6 bis 3.5, im Grönland- und Labradorstrom auf 3.2; südlich vom Maximalgebiet hat die Guineaströmung 3.5 % und zeitweilig darunter. Im südatlantischen Ocean liegt das Maximalgebiet von 3.7 % zwischen 10° S und dem südlichen Wendekreis und zwar auf der brasilianischen Seite, nach Ost gegen die Westküste von Afrika nimmt die Salinität in gleicher Breite bis auf 3.55 % ab, nach Süden bis 55° S. Br. bis auf 3.35 % (Schott). Im nördlichen pacifischen Ocean liegt das Gebiet größten Salzgehaltes zwischen 20—30° N, 154—184° ö. v. Gr. mit 3.6 %, der Salzgehalt ist also niedriger wie im atlantischen Ocean. Der indische Ocean hat die Zone größten Salzgehaltes (3.6 %) zwischen dem südlichen Wendekreis und 34° S. Br. westlich von Australien (also im östlichen Teil). Im nördlichen Teil des roten Meeres findet sich ein Salzgehalt bis zu 4 %.

Im Mittelmeere treffen wir einen Salzgehalt von 3.8 % und darüber. Die durch die Untersuchungen an Bord der Pola genauer studierten Verhältnisse des östlichen Mittelmeeres ergaben im jonischen und griechischen Meere 3.8 bis 3.85, im levantinischen Becken 3.85 bis 3.95; die Änderungen des Salzgehaltes mit der Tiefe sind dabei geringfügig, auch noch am Grunde finden sich 3.85 bis 3.9 %. Die Adria hat in ihrem nördlichen Teile einen Salzgehalt von 3.5 bis 3.7 %, im südlichen 3.8% und darüber.*)

*) Zum Vergleich mag der Salzgehalt einiger Binnenseeen ohne Abfluss hier noch angeführt werden, in Procenten: Kaspisches Meer südliches Becken 1.3 (der fast abgeschlossene Busen von Karabugas aber 28.5, eine riesige Salzpfanne darstellend), Aralsee 1.1, Kukunor 1.1, Urmia-See 22.0, Van-See 2.0, Totes Meer 21.7, Großer Salzsee von Utah, 1852 bei niedrigem Wasserstand 22.3, 1873 bei 10 höherem Wasserstand 13.4 %.



Verlag v. F. Tempsky Prag

ALLGEMEINE ERDKUNDE.

K. k. Hoflith. v. A. Haase Prag

VERTEILUNG DES SALZGEHALTES IM OCEAN

DURCH LINIEN GLEICHEN SPEZ. GEWICHTES DES MEERWASSERS DARGESTELLT

Haben Binnenmeere einen starken Süßwasserzufluss und ist die Verdunstung in einem kühleren Klima gering, so sinkt ihr Salzgehalt beträchtlich unter jenen der Oceane, ihr Wasser wird «brakisch». Dies ist der Fall beim schwarzen Meere mit 1.6% Salzgehalt (azowisches Meer 1.2), noch mehr bei der Ostsee, welche im großen Belt einen Salzgehalt von 1.3%, im Sund von 0.9 und weiter östlich in ihrem südlichen Becken von 0.8 bis 0.7% hat, während das Wasser im bottnischen Busen fast trinkbar wird.*)

Das gegenseitige Verhältnis der im Meerwasser aufgelösten Stoffe ist ein merkwürdig konstantes. So findet man überall, dass der Chlorgehalt zu dem gesammten Salzgehalt in dem beständigen Verhältnis von 1 : 1.81 (Chlorkoefficient) steht, so dass es genügt, das Chlor zu fällen und zu wägen, um den Salzgehalt hinlänglich genau bestimmen zu können.**) Außer dem Chlor findet die direkte Analyse im Meerwasser noch vornehmlich Magnesium, Natrium, Kalium, Calcium und Schwefelsäure (verbunden mit Bittererde und mit Kalkerde als Gyps). Man hat übrigens mehr als 30 chemische Elemente im Meerwasser nachweisen können, wovon wir namentlich hervorheben Brom und Jod, Silicium, Eisen und Mangan, Barium, Aluminium etc.

Um die Kenntnis der Zusammensetzung des Meerwassers hat sich seinerzeit Forchhammer in Kopenhagen die größten Verdienste erworben. Er konnte schon feststellen, dass das oceanische Wasser, ja auch das des Mittelmeeres, überall eine so gut wie konstante Zusammensetzung hat. Seither sind natürlich sehr zahlreiche Meerwasser — Analysen von anderen ausgeführt, dazu gekommen. Das reichhaltigste Materiale von Wasserproben aus allen Oceanen hat neuerlich die Challenger-Expedition geliefert, und da dasselbe nun von Dittmar systematisch bearbeitet vorliegt, so haben wir die nachfolgenden Daten dieser Quelle entnommen. Im Mittel von 77 Seewasser-Analysen ergibt sich nach Dittmar folgende Zusammensetzung desselben, wenn der ganze Salzgehalt gleich 100 gesetzt wird.

*) Der geringe Salzgehalt der Ostsee unterliegt namentlich in deren westlichsten Teile nicht unerheblichen Schwankungen, da der Zufluss von Oceanwasser von den vorherrschenden Winden stark beeinflusst wird. So hatte bei Rügen das Oberflächenwasser im Jahre 1873 0.92%, im Jahre 1879 dagegen nur 0.72% Salzgehalt im Mittel, weiter westlich bei Warnemünde und beim Eingang in den Sund waren die respektiven Salzgehalte 1.27 und 1.04, im Skagerrak sogar 2.1 und 1.6 %. Nach Nordstürmen ist bei Korsör der Salzgehalt an der Oberfläche 2.8 bis 3%, nach Oststürmen kann er bis auf 1 % herabsinken. Im Herbst und Winter, wo die Westwinde vorwiegen und am stärksten sind, ist der Salzgehalt größer als im Sommer Auch die Meeresfauna unterliegt einem Wechsel mit den Veränderungen des Salzgehaltes. Petterson meint, dass von Zeit zu Zeit auch das sonst stagnierende Grundwasser im mittleren baltischen Becken erneuert wird.

**) Für Wasser von nicht oceanischen Salzgehalt wird der Chlorkoefficient allerdings größer. Bei 2.2 % Salzgehalt ist er noch 1.81, bei 1.2 schon 1.82 bei 0.7 % 1.83 bei 0.4 % 1.84.

Chlor Natrium	Chlor Magn.	Schwefelsaure Magn.	Schwefelsaure Kalk	Schwefelsaure Kali	Brom Magn.	Kohlensaurer Kalk
77.8	10.9	4.7	3.6	2.5	0.22	0.34 Proc.

oder Säuren und Basen getrennt*)

Cl	*Br*	SO_3	CO_2	*CaO*	*MgO*	K_2O	*NaO*
55.3	0.2	6.4	0.15	1.7	6.2	1.3	41.1.

Auf 100 Gramm Chlor kommen 11.6 Gramm Schwefelsäure, und 0.34 Gramm Brom.**) Das Wasser größerer Tiefen ist etwas reicher an Kalk. Das Salz des Meerwassers besteht demnach der Hauptsache nach aus Kochsalz (fast 78%) und Chlormagnesium (11%). Das relative Mengenverhältnis der verschiedenen im Meerwasser gelösten Stoffe ist von einer merkwürdigen Gleichförmigkeit, so dass die obigen Zahlen als allgemein giltig für Seewasser aus allen Zonen und von allen Tiefen gelten können.

Das Meerwasser ist etwas alkalisch, es reagiert nicht sauer und enthält keine freie Kohlensäure. Es ist nirgends mit kohlensaurem Kalk gesättigt, und bildet selbst beim längeren Stehen keinen Niederschlag von Kalk, der also von selbst, ohne Vermittlung von Organismen, aus dem Meerwasser sich nicht abscheidet. Dasselbe ist im Gegenteil imstande auch den kohlensauren Kalk, der durch die Flüsse zugeführt wird, aufzulösen, desgleichen die Kalkschalen der abgestorbenen Organismen, die langsam auf den Meeresboden hinabsinken, weshalb dieselben, wie schon bemerkt, in sehr großen Tiefen fehlen. Der Kohlensäuregehalt des Meerwassers ist im allgemeinen abhängig von der Temperatur, und nimmt mit Zunahme derselben ab. Wasser aus größeren Tiefen hat einen höheren Kohlensäuregehalt, aber keinen höheren, als der dort herrschenden Temperatur entspricht, nur das stagnierende Wasser von abgeschlossenen Binnenmeeren hat einen wesentlich höheren Kohlensäuregehalt. Nach Jacobsen ist der Kohlensäuregehalt des Meerwassers, so weit dieselbe neutral gebunden vorhanden, recht konstant im Ocean wie im Nordmeer und in der Nordsee 52½ Milligramm pro Liter, auch in der Tiefe. Buchanan gibt im Mittel dem nordatlantischen Ocean 54.6 Milligramm pro Liter, dem westlichen Mittelmeer dagegen 58.7 pro Liter.

---

*) Dies ist die Form, in der Dittmar selbst die relativen Mengenverhältnisse der im Meerwasser vorkommenden chemischen Verbindungen darstellt und die zur Vermeidung von Missverständnissen deshalb beibehalten worden ist. Wie man sieht, ist die Summe nicht = 100, was erst der Fall ist, wenn man den dem Kalk, der Magnesia, dem K und Na zugetheilten basischen Sauerstoff = 12.5 vom Chlor abzieht. Eine zweckmäßigere, weil natürlichere Darstellung ist deshalb folgende: Es finden sich in 100 Teilen Seesalz

Cl	Br	SO_4	CO_3	Ca	Mg	K	Na
55.29	0.19	7.69	0.21	1.20	3.72	1.11	30.59

Das im Meerwasser gelöste Einfachkarbonat ist zum größten Teile mit einer weiteren Menge von Kohlensäure zu Doppelkarbonat verbunden, nur ein kleiner Teil ist als wirkliches Einfachkarbonat vorhanden. Freie Kohlensäure gibt es im Meerwasser nicht.

**) Köttsdorfer fand in 50 Liter Adria-Wasser 1 Milligramm Jod und Dittmar gibt an, für das Ocean-Wasser ähnliches gefunden zu haben. Das Mittelmeer-Wasser ist reicher an Brom als das der Oceane.

Das Meerwasser enthält auch atmosphärische Luft. Ein Liter Nordseewasser z. B. gab circa 18 Kubikcentimeter Sauerstoff und Stickstoff (im Verhältnis von 34% O zu 66% N). Der Sauerstoffgehalt des Meerwassers erwies sich in den Oceanen wie im Mittelmeere bloß von der Temperatur abhängig, nicht aber von dem in der Tiefe herrschenden Drucke. Das frei bewegliche Meerwasser hat in allen Tiefen so viel Sauerstoff oder nur unbedeutend weniger, als der Voraussetzung entspricht, dass es denselben einmal an der Oberfläche bei gleicher Temperatur aufgenommen habe. Das spricht für eine vertikale Cirkulation des Meerwassers und gegen eine Stagnation des Wassers in den großen Tiefen. Wo eine solche unter eigentümlichen Voraussetzungen, die wir noch kennen lernen werden, eintritt, da wird auch das Wasser sauerstoffarm.

Die Zusammensetzung des Meerwassers ist, wie schon bemerkt, nicht nur in den Oceanen selbst, sondern auch in jenen Binnenmeeren, die mit dem Ocean zusammenhängen, nur unbedeutenden Schwankungen unterworfen. Im östlichen Mittelmeere fand Natterer, der Chemiker der «Pola»-Expedition, eine beträchtliche Verminderung des Bromgehaltes an der afrikanischen Küste im Westen der Nilmündungen (anscheinend dadurch bewirkt, dass dort Brom ebenso wie Jod in besonders reichlichem Maße durch Algen dem Meerwasser entzogen wird) und eine Vermehrung des Kalkgehaltes in unmittelbarer Nähe der Nilmündungen und der Einmündung des aus dem schwarzen Meer, bezw. aus dem Fluss- und Stromgebiet des schwarzen Meeres kommenden Dardanellenstromes. Diese lokalen Abscheidungen oder Zuführungen von Salzbestandteilen und Salzen sind jedoch nicht imstande, den Charakter der im Wasser des östlichen Mittelmeeres gelösten Salze zu ändern. Fast das ganze Wasser des östlichen Mittelmeeres (auch in den größten Tiefen) enthält die einzelnen Bestandteile in demselben Verhältnis zu einander wie das Wasser des Oceans. Es deutet dies darauf hin, dass der in der Straße von Gibraltar vor sich gehende Austausch von Wasser des Oceans und des Mittelmeeres genügt, um die im Mittelmeere stattfindenden Änderungen in der Zusammensetzung des Seesalzes im allgemeinen unmerklich zu machen.

Der Salzgehalt und die Temperatur bedingen die Dichte (das specifische Gewicht)*) des Meerwassers. Da der Salzgehalt in den offenen Oceanen ziemlich konstant bleibt, so sind es hauptsächlich die Temperaturdifferenzen, von welchen die Unterschiede des specifischen Gewichtes des Meerwassers bedingt sind. Reduciert man die mittelst des Aräometers beobachteten Dichten auf gleiche Temperatur, so kann man aus den so reducierten Dichten auf den Salzgehalt schließen. Es ist dies der kürzeste Weg, um zur Kenntnis des Salzgehaltes des Meerwassers zu gelangen,

*) Wenn man das specifische Gewicht des Wassers bei 4 Grad C. gleich der Einheit setzt, so fallen beide Begriffe zusammen.

weil die Beobachtungen mit dem Aräometer sehr einfach sind, freilich aber auch eine sehr große Genauigkeit verlangen. Hat man die beobachteten Dichten auf die Temperatur von 15.56° Celsius (60° Fahrenheit) reduciert und nimmt als Einheit die Dichte des destillierten Wassers bei 4° Celsius, symbolisch schreibt man $S\left(\frac{15.56^{\circ}}{4}\right)$, so entsprechen sich folgende Werte:

Dichte des Meerwassers	$s =$	1.025	1.026	1.027	1.028	1.029
Salzgehalt in Procenten	$p =$	3.377	3.505	3.634	3.764	3.895

Es haben aber auch die direkt beobachteten Dichten, das sind die Dichten des Meerwassers bei verschiedenem Salzgehalt und den an Ort und Stelle herrschenden Temperaturen, großes Interesse, weil sie die Entscheidung der Frage ermöglichen, ob das specifische Gewicht des Meerwassers größeren lokalen Verschiedenheiten unterliegt, welche dann imstande sein könnten, Strömungen zu erzeugen, gerade so wie in der Atmosphäre die Dichtigkeitsunterschiede der Luft zwischen den äquatorialen und polaren Gegenden eine Luftcirkulation hervorbringen. Da, wie erwähnt, der Salzgehalt der Oceane wenigstens an der Oberfläche gegen die Pole hin abnimmt und damit auch die Dichte, gleichzeitig aber auch die Temperatur sinkt, wodurch die Dichte wieder steigt, so wäre es möglich, dass diese beiden entgegengesetzten Einflüsse auf die Dichtigkeit des Meerwassers sich aufheben könnten und so das Meer durch den abnehmenden Salzgehalt für die Temperatur kompensiert wäre, wie man sich ausgedrückt hat.*) Die folgenden Daten werden nachweisen, dass dies an der Oberfläche nicht der Fall ist.

Aus den zahlreichen Beobachtungen über die Dichte des Meerwassers an der Oberfläche ergibt sich, dass das Maximum der (auf gleiche Temperatur reducierten) Dichte (und damit der größte Salzgehalt) sich im atlantischen wie im großen Ocean in den Passatregionen (große Verdunstung bei hoher Wärme) zu beiden Seiten des Äquators vorfindet (1.0275 im atlantischen Ocean, 1.0270 im pacifischen), die Dichte nimmt von da ab sowohl gegen die Äquatorialregion (1.0260 bis 1.0255 Kalmen- und Regenzone), wie gegen die höheren Breiten (1.0265) und namentlich gegen die

*) Die thermische Ausdehnung des Meerwassers ist größer als die von Süßwasser und abhängig vom Salzgehalt. Für Seewasser von mittlerem Salzgehalt darf man genähert setzen, wenn man das specifische Gewicht bei 15.56 C. als Einheit annimmt (für Temperaturen zwischen — 2 und 30 Grad C.).

$$s = 1.00208 - 0.000006\,(6.7 + t)\,t.$$

Zwischen Salzgehalt und Dichte (bei 15.56 Grad C.) existieren nach den im Text gegebenen korrespondierenden Werten folgende Relationen:

Salzgehalt $p = 135\,(s - 1)$ Dichte $s = 1 + 0.00741\,p$

Daher fasst folgende Formel die Abhängigkeit der Dichte von Salzgehalt und Temperatur in einen Ausdruck zusammen, der zur Orientierung zuweilen bequem sein dürfte:

$$s = 1.00206 - 0.000006\,(6.7 + t)\,t + 0.00741\,(p - 3.5).$$

Zur Temperaturreduktion von Meerwasser verschiedenen Salzgehaltes haben Thorpe und Rücker genauere Tabellen gegeben. (Abhandl. der k. Gesellschaft in London. Vol. 166.)

Eismeere (1.0250) hin (stärkere Niederschläge bei schwacher Verdunstung, Schmelzwasser der Eisberge und des Meereises). In den Zonen stärkerer oberflächlicher Verdünnung nimmt die Dichte mit der Tiefe zu (in der Äquatorial- wie in der Polar-Region), in den Maximal-Zonen findet eine Abnahme statt. Nach den Beobachtungen der «Challenger»-Expedition nimmt zwischen 40° nördlicher und südlicher Breite im pacifischen wie im atlantischen Ocean in größeren Tiefen das specifische Gewicht bis zu 15—2000 Meter ab, dann wieder langsam zu bis zum Boden, wo es sehr gleichförmig, im pacifischen und südatlantischen zu 1.0258, im nördlichen atlantischen Ocean zu 1.0262 gefunden wurde. Die Tafel «Verteilung des Salzgehaltes im Ocean» zeigt die eben dargelegte Verteilung der Dichte des Wassers an der Oberfläche der Oceane nach Buchanan. Die Relation zwischen Dichte und Salzgehalt ist vorhin angegeben worden.*) Sehr deutlich treten die Gebiete des größten Salzgehaltes in der Gegend der Rossbreiten (d. i. der subtropischen Barometer-Maxima) hervor und die Abnahme beiderseits gegen den Äquator wie gegen die Pole hin.

Dies alles gilt von den auf gleiche Temperatur reducierten specifischen Gewichten, die zur Beurteilung des Salzgehaltes von Wichtigkeit sind. Anders verhält es sich mit der thatsächlich im Meere stattfindenden Verteilung der Dichte des Wassers, die von der an Ort und Stelle herrschenden Temperatur t bedingt ist (symbolisch $S\left(\frac{t}{4}\right)$, d. h. spec. Gewicht des Meereswassers bei der örtlich herrschenden Temperatur t gegen süßes Wasser bei 4°). Aus 7 Beobachtungsreihen des «Challenger» in der Äquatorialregion ergibt sich die Dichte in der mittleren Breite von 3° N. an der Oberfläche (bei 27.8° Celsius) zu 1.0227, in 90 Meter aber schon 1.0260, in 370 Meter 1.0274 und am Boden in 400 Meter (bei 1.4°) 1.0282. Im Mittel zahlreicher anderer Beobachtungsreihen war unter 15° südlicher Breite an der Oberfläche bei 25.6° die Dichte 1.0241, unter 20° nördlicher Breite bei 23.4° Celsius 1.0252. In 730 Meter Tiefe fand man die Dichte 1.027 und darüber und am Boden in Tiefen über 3500 Meter bei der dort herrschenden niedrigen Temperatur stets 1.028 und selbst noch etwas größer.

Die Verteilung der Dichte des Seewassers an der Oberfläche nach der geographischen Breite bei den an Ort und Stelle wirklich herrschenden Temperaturen**) zeigt folgende von Schott zusammengestellte Tabelle:

	N. B.				S. B.		
Breite	70°	50°	25°	7°	25°	40°	50°
Atlantischer Ocean	1.0278	1.0265	1.0255	1.0224	1.0256	1.0260	1.0270
Pacifischer Ocean	—	—	—	1.0215***)	1.0247	1.0260	1.0272

*) Man multipliciert die um die Einheit verminderte Dichte mit 1353, um pro Mille den Salzgehalt zu bekommen. Das Maximum 1.0275 im atlant. Ocean gibt auf diese Weise 37.2. Wäre, wie zumeist in deutschen Werken, die Dichte des Meereswassers bei 17.5 C. auf die Dichte des süßen Wassers bei derselben Temperatur bezogen worden, also $S\left(\frac{17.5}{17.5}\right)$, so wäre der Faktor 1312.

**) Also $S\left(\frac{t}{4}\right)$.

***) 5° N.

In Wirklichkeit ist also das Wasser der höheren Breiten dichter (schwerer) als das der niedrigeren Breiten trotz des daselbst herrschenden größeren Salzgehaltes.

In den Polarmeeren ist die Dichte des Wassers an der Oberfläche bei 2° Celsius etwa 1.0266 (grönländisches Polarmeer nach der 2. deutschen Nordpol-Expedition) und am Boden bei größerem Salzgehalt (rund 3.5% genommen) und einer Temperatur von —2 bis —3° Celsius etwa 1.0281.*) Das Meerwasser ist also an der Oberfläche und jedenfalls bis zu Tiefen von 200 bis 400 Meter in den Polarmeeren specifisch schwerer als in niedrigen Breiten, besonders als in der Äquatorial-Region. Der weitaus größte Teil der Wassermassen der Meere aber, welcher unterhalb 2—400 Meter Tiefe liegt, dürfte eine nahezu gleichförmige Dichte haben, wenn nicht der Salzgehalt in den Polarmeeren mit der Tiefe stärker zunimmt, als die bisherigen spärlichen Beobachtungen zu schließen gestatten.**)

Die flüssige Umhüllung des Erdkörpers unterscheidet sich also in dieser Beziehung wesentlich von der luftförmigen, der Atmosphäre, welche letztere in dem größten Teile ihrer Masse durch die Verschiedenheit der Temperatur bedingte Dichtigkeitsunterschiede aufweist, die, wie wir gesehen haben, imstande sind, eine allgemeine Cirkulation der Luftmassen zwischen den Polen und dem Äquator zu unterhalten. Die Ursache dieses Unterschiedes liegt in der wesentlich verschiedenen Temperaturverteilung in den Oceanen gegenüber der Atmosphäre.

Temperatur des Meeres. 1. Thermisches Verhalten des Meerwassers, Eisverhältnisse. Das Meerwasser hat infolge des Salzgehaltes sein Dichtigkeitsmaximum nicht bei 4° Celsius wie das Süßwasser, sondern erreicht dasselbe erst bei —4 bis —5° Celsius, je nach

*) Hier ist überall Wasser von 4 Grad C. als Einheit der Dichte angenommen. Tornöe gibt nach den Ergebnissen der norwegischen Nordmeer-Expedition für den nördlichen atlantischen Ocean südlich von Island und Beeren-Insel folgende Zahlen:

Tiefe	0	170	500	700	1200	1700 Faden
Salzgehalt	3.53	3.51	3.52	3.51	3.51	3.51
Dichte	269	278	281	280	280	280

Die Dichte gilt für $s\left(\frac{t}{4}\right)$ und ist zu verstehen 1.0269 etc.

**) Die Beobachtungen im Südpolarmeere, während der «Challenger»-Expedition, ergaben in einer mittleren Tiefe von 1680 Faden (3000 Meter) eine Dichte des Meerwassers von 1.0275 bei 0 Grad entsprechend einem Salzgehalte von 3.42%; das Wasser der Oberfläche hatte 3.33% Salzgehalt, Dichte 1.0268 bei 0 Grad (Mittel aus 4 Beobachtungsreihen 63.4 Grad südlicher Breite und 85 Grad östlicher Länge).

Während der englischen Nordpol-Expedition 1875—76 wurden im höchsten Norden zwischen 79 und 82.5 Grad nördlicher Breite Bestimmungen der Dichte und des Chlorgehaltes des Meerwassers angestellt. Nimmt man das Mittel der (9) Beobachtungen für Wasser unter der Oberfläche, so erhält man: in der mittleren Tiefe von 42 Faden (77 Meter) bei — 1.4 Grad C. Dichte 1.0270. Die Chlorbestimmungen würden auf einen Salzgehalt von 3.58% schließen lassen, dies ist aber etwas mehr als der angegebenen Dichte gewöhnlich entspricht (3.34).

dem geringeren oder größeren Salzgehalt; der Gefrierpunkt liegt bei mittlerem Salzgehalt bei —2.2° Celsius.*)

Das Eis hat ein geringeres specifisches Gewicht als das Wasser, namentlich als Seewasser (Süßwasser-Eis 0.917 bei 0°), es schwimmt daher auf dem Wasser. Das Meereis enthält aber immer auch etwas Salz, so dass das Schmelzwasser desselben nicht trinkbar ist. Nach Rae liefert nur altes ausgewittertes Meereis trinkbares Wasser. Nach Weyprecht ist das Eis, das sich unterhalb einer Eisdecke langsam bildet, fast frei von Salz, das bei starkem Frost rasch gebildete Oberflächen-Eis hingegen mit einer dicken Schichte von Salzkrystallen wie mit Schnee bedeckt. Direkte Versuche haben gezeigt, dass Meerwasser-Eis nicht etwa bloß in den Poren Salzlösung enthält, sondern ein Gemenge von Eis- und Salzkrystallen ist.

Das Eis, das sich bei Windstille und großer Kälte im arktischen Meere rasch bildet, ist (nach Pettersson) eine zähe Substanz, welche gebogen und gefaltet werden kann, ohne zu brechen. Selbst wenn es dick genug ist, um einen Mann zu tragen, ist es noch so plastisch, dass jeder Fußtritt einen tiefen Eindruck hinterlässt wie in weichem Lehm.

An der Küste von Nordsibirien heißt das auf der Oberfläche des Meereises zurückbleibende Salz (das sich überall findet, wo das Eis nicht mit Schnee bedeckt ist) Rassòl. Auf dünnem Eise fand Wrangel dasselbe in solcher Menge, dass es bis auf 5 Zoll in die obere Schneeschicht eingedrungen war. Der Rassòl, obgleich etwas bitter, wird zur Bereitung der Speisen verwendet.

Das Ocean-Wasser wird (nach Pettersson) beim Gefrieren in zwei Teile geschieden, einen flüssig bleibenden und einen festen, welche verschiedener Zusammensetzung sind; beide aber enthalten die Salze des Meerwassers, jedoch in verschiedenem Verhältnis. Das Eis ist reicher an Sulfaten, der flüssig bleibende Teil (gewissermaßen die Mutterlauge) ist reicher an Chloriden.**) Wenn das Eis älter wird, wird es immer reicher an Sulfaten, die Chloride gehen zuerst ins Schmelzwasser über. Wäre das Meereis reines Eis, so müsste es bei 0° schmelzen, in der That schmilzt es aber erst bei —1.3° etwa (nach Buchanan); Packeis, das auch Schnee enthält, schmilzt schon bei —1° und der Schmelzpunkt steigt, sowie einmal die Bestandteile vom niedrigeren Schmelzpunkt flüssig geworden sind. Darum bekommt man, wie Scoresby schon bemerkt hat, trinkbares Wasser, wenn man das Meereis vorher eine Weile lang bei 0° oder darüber zum Teil hat abschmelzen lassen.

*) Nach den Versuchen von Rosetti und Karsten kann man annehmen:

Salzgehalt	1	2	3	4 Procent
Dichtigkeits-Maximum	+ 1.6	— 0.8	— 3.5	— 6.1 ° C.
Gefrierpunkt	— 0.7	— 1.4	— 2.1	— 2.6 ° C.

**) Im Meereis schwankt das Verhältnis von Chlor zur Schwefelsäure SO_3 zwischen 100 : 13 bis 100 : 77. im Seewasser beträgt dasselbe dagegen konstant 100 : 12. Die im Meereis eingeschlossene «Mutterlauge» bleibt selbst bei — 30 Grad flüssig.

Die in den Polarmeeren schwimmenden Eismassen sind zweifachen Ursprungs. Die Hauptmasse ist Eis, das durch das Gefrieren des Meeres namentlich an den Küsten entsteht und von Stürmen losgerissen die Eisfelder oder das Packeis liefert, welche in ungeheueren Massen namentlich im Sommer nach niedrigen Breiten hinabtreiben.

Die Farbendrucktafel «Sommernacht im Eismeere, nördlich der Beringstrasse» gibt eine Ansicht des Packeises im Norden von Asien nach Dr. Pechuel-Loesche. Die tief stehende Mitternachtssonne spiegelt sich in den offenen Stellen («Wacken») und übergießt die Eislandschaft mit rotem Lichte. Farbenprächtige Lichteffekte sind eine Eigentümlichkeit des polaren Sommerhalbjahres und werden von den meisten Polarreisenden erwähnt; nach Pechuel-Loesche treten sie jedoch nicht sehr häufig ein und entsprechen etwa einem schönen lang andauernden Sonnenuntergang in unseren Breiten.

Die in einem Winter gebildete Eisdecke scheint selbst im höchsten Norden durchschnittlich 2 Meter Dicke wenig zu überschreiten, und Weyprecht kommt zu dem Schlusse, dass überhaupt, wie tief auch die mittlere Wintertemperatur sinken möge, das Eis 6—7 Meter Dicke nicht überschreiten kann, selbst wenn im Sommer gar nichts abtauen würde. Die örtlich viel größere Mächtigkeit der beobachteten Eismassen kommt auf Rechnung der Eispressungen und des Aufeinandertürmens der gepressten Eisschollen.*)

Die Bewohner des nördlichen Sibiriens nennen die großen Eisschollen, die im Winter das Meer bedecken, «Torossy». Durch das Übereinandertürmen dieser Schollen und ihr Zusammenfrieren können sich in einem Winter Schollen bis zu 10 Meter Dicke bilden, und im Verlaufe der Zeit können sie bis zu einer Mächtigkeit von 40—50 Meter anwachsen. Indem sie auf seichten Stellen stranden, nehmen diese Eismassen die mannigfaltigsten Gestalten an. Bald gleichen sie einzeln stehenden Felsen, bald erscheinen sie als eine geradlinig verlaufende Hügelkette, die aus einer Menge aneinandergefrorner Eisblöcke besteht, dann wieder als unregelmäßige Erhebungen mit Thälern dazwischen. (Wrangel.)

In ganz besonderer Mächtigkeit zeigten sich solche übereinandergeschobene alte Eisschollen der englischen Expedition unter Nares am Ausgange des Robeson-Kanals im Norden von Grönland (1875—76). Der Anblick der bis zu 50 Meter dicken Eismassen erschien den Mitgliedern der Expedition so merkwürdig, dass sie das Meer im Norden von Grönland das «Paläokrystische Meer» nannten, d. i. das Meer der säkularen Eismassen.

Die Figur 63 zeigt gestrandete und teilweise übereinandergeschobene Eisschollen am Ausgange des Robeson-Kanals unter $82\frac{1}{2}$ N. Br., welche

*) In der Hudsonsbay soll das an Ort und Stelle gebildete Eis die Dicke von 4.3 *m* erreichen.



ALLGEMEINE ERDKUNDE.

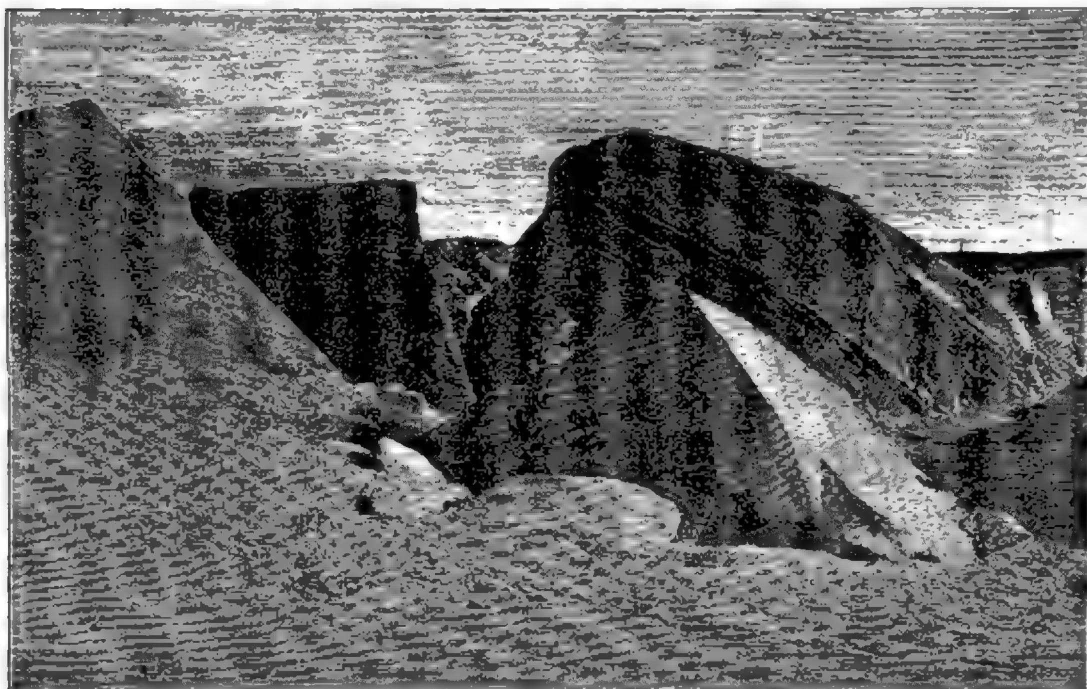
SOMMERNACHT IM EISMEERE NÖRDLICH DER BERINGSSTRASSE

(NACH EINEM AQUARELL VON Dr PECHUEL-LOESCHE)

die Form von Eisbergen angenommen haben. Solche «Eisberge» dürfen aber mit den eigentlichen Eisbergen, die von Gletschern stammen, nicht verwechselt werden.

Diese letzteren bestehen aus Süßwasser-Eis und sind nichts anderes als abgebrochene Gletscherenden. In Grönland, auf Spitzbergen, Nowaja Semlja und namentlich in den höheren Breiten der antarktischen Zone reichen die Gletscher bis zum Meere hinab. Indem sie wie die Alpengletscher vorrücken, werden die vorgeschobenen Enden durch den Auftrieb des Wassers von Zeit zu Zeit abgebrochen (in Grönland sagt man: die Gletscher «kalben») und schwimmen ins Meer hinaus, oft ansehnliche

Fig. 63.



Neu gebildete «Eisberge» am Ausgange des Robeson-Kanals. Winter 1875—76.

Berge vorstellend. Man nimmt an, dass die Eisberge durchschnittlich mit $^1/_7$ ihrer ganzen Mächtigkeit über das Meerwasser herausragen, bei Packeis hat Wallich sogar gemessen, dass der untergetauchte Teil 14- bis 16mal dicker war, als der über der Oberfläche sichtbare.

Nach Nordenskjöld rühren die Eisberge des nördlichen Eismeeres fast durchgängig von den Gletschern Grönlands her, und zwar von dessen Eisfjorden, zum Teil in hohen Breiten auch vom Franz Josefsland. Spitzbergen und Nowaja Semlja liefern nur kleinere Eisberge. Das östliche europäische Eismeer ist deshalb sehr arm an wahren Eisbergen, während dieselben im westlichen Teile des atlantischen Ocean den Packetboten auf ihrer Route von Europa nach New-York öfter begegnen.

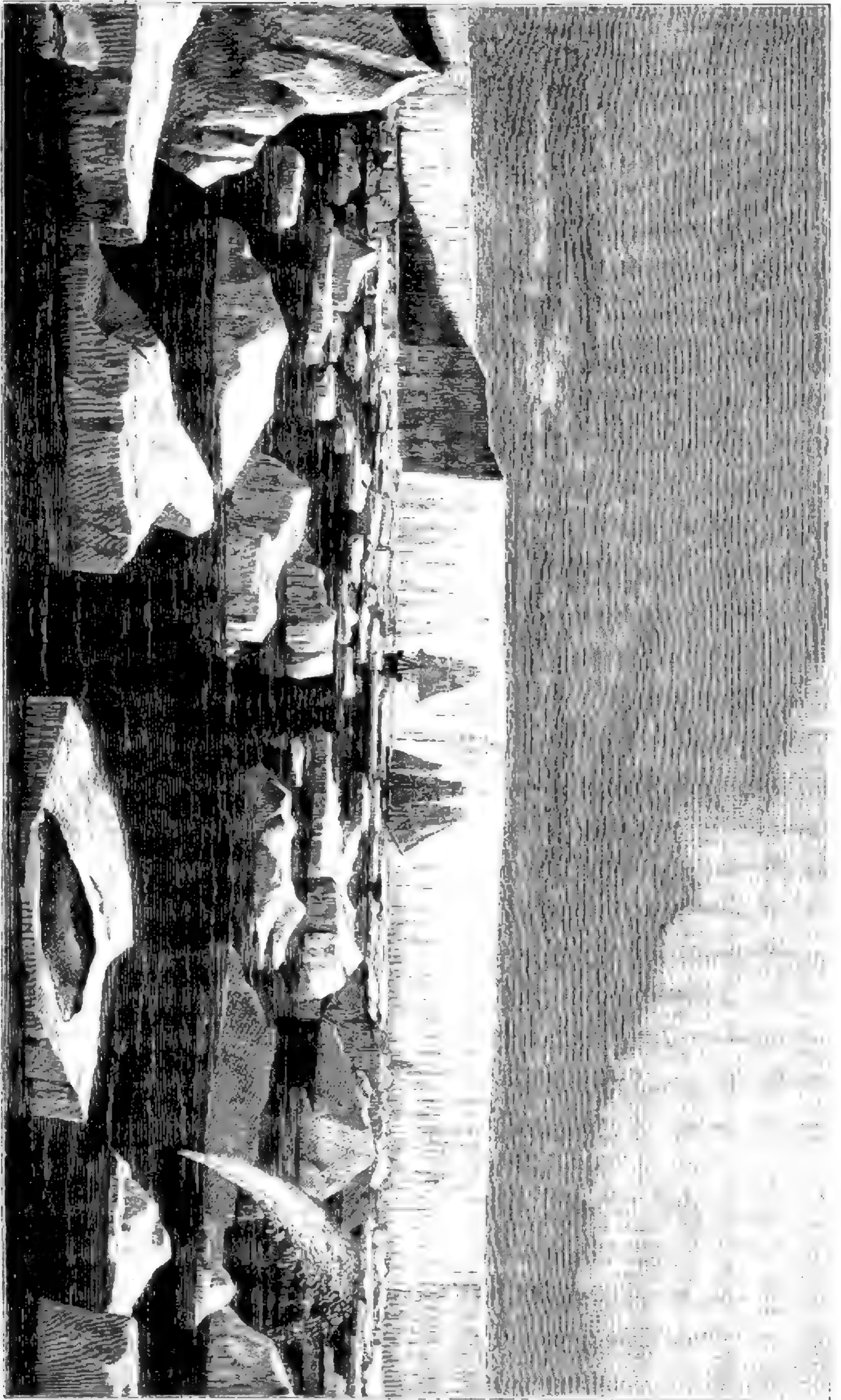


Fig. 64. **Ein Teil der Eismauer am Südpol**
in 78° 15' südlicher Breite.
(Nach James Ross.)

In der Baffinsbay sind die Eisberge im Juli und August am häufigsten, und Hayes traf hier einen, der nahe 100 Meter hoch und 1.2 Kilometer an der Stirnseite breit war. Die mächtigsten Eisberge treiben aber im antarktischen Ocean. Sie zeichnen sich durch eine tafelförmige Form und ziemlich gleiche Höhe aus und sind nur wenig mit Schutt beladen. Nares traf hier einen Eisberg von etwa 5 Kilometer Länge in Gesellschaft mehrerer nahe gleich großer, die meisten ragten 60 Meter und darüber aus dem Wasser empor, waren also über 400 Meter mächtig.

Die Figur 64 zeigt einen Teil der großen Eiswand in der Nähe des Südpoles, an welcher James Ross mehr als 700 Kilometer entlang gefahren ist, und die sich circa 60 Meter über das Meer erhebt. Von derselben stammen die zahlreichen tafelförmigen Eisberge des antarktischen Meeres.

Die durchschnittlichen Treibeisgrenzen in der südlichen Halbkugel sind 40° Breite im atlantischen Ocean, 45° im indischen und 50° im großen Ocean. Im nordatlantischen Ocean geht die Treibeisgrenze auf der amerikanischen Seite bis zum 40. Breiten-Grad herab, während die europäischen Ufer bis über das Nordkap hinaus gänzlich frei von Treibeis bleiben, das erst in der Gegend der Bären-Insel und nördlich von 75° anzutreffen ist. Der nördliche große Ocean hat kein Treibeis arktischen Ursprungs, weil die Beringsstraße zu seicht ist und zum größten Teil von einer nach Norden gehenden wärmeren Strömung eingenommen wird.

2. Die Temperatur der Meeresoberfläche zeigt wie die der Luft tägliche und jährliche Schwankungen, aber in viel geringerem Maße. Die tägliche Wärmeänderung beträgt auf offenem Meere im Mittel innerhalb der Tropen kaum 1°, wie schon Humboldt bemerkt hat. Auch die jährliche Wärmeschwankung ist in niedrigen Breiten ziemlich gering. Der Eintritt der Extreme der Meerestemperatur verspätet sich beträchtlich, auf der nördlichen Hemisphäre tritt das Minimum im Februar oder selbst erst im März ein, das Maximum im August und September. So hat der atlantische Ocean unter 35° nördlicher Breite und 0—50° westlicher Länge im Februar eine Temperatur von 16.7, im August von 24.0, die Jahresschwankung beträgt somit 7.3° Celsius.

G. Schott, der die jährliche Temperaturschwankung des Oceanwassers zum Gegenstand einer speciellen Untersuchung und kartographischen Darstellung gemacht hat*), stellte die Thatsache fest, dass, abgesehen von den Randmeeren, alle Oceane die kleinste jährliche Temperaturschwankung in den äquatorialen Gegenden haben, von da nimmt dieselbe nach Norden wie nach Süden bis zu 30—40° Breite zu, wo sie ein Maximum erreicht, indem in höheren Breiten die Jahresamplituden wieder kleiner werden. Allgemeine Mittelwerte und einen Vergleich mit der Jahresschwankung der Temperatur auf den Kontinenten (nach Supan) enthält die folgende kleine Tabelle.

---

*) Peterm. Geog. Mitth. Juli 1895.

Breite	Äq.	10	20	30	40	50	
			Jahresschwankung der Temperatur.				
Oceane	2.3	2.4	3.6	5.9	7.5	5.6	Celsius
Festland	—	3.3	7.2	10.2	14.0	(25.4)*)	

Die Temperaturverhältnisse der Strandmeere sind excessiver, namentlich aber jener Meeresteile, wo kalte und warme Strömungen nach den Jahreszeiten wechseln (Umgebung von Neufundland, ostasiatisches Küstengebiet).

Strömungen haben aber auf die jährliche Temperaturschwankung großen Einfluss. So zeigt das Meer um Island einen Temperatur-Unterschied von 10.6° zwischen dem wärmsten und kältesten Monat, bei den Faröern beträgt derselbe nur 4.9° und bei Fruholm (71° nördlicher Breite) 6.2°. Diese geringen Schwankungen werden durch eine konstante warme Strömung bedingt. Seichte Meere erkalten stärker im Winter, erwärmen sich aber auch mehr im Sommer.

Die folgende kleine Tabelle zeigt die Jahresschwankung und den Eintritt der Extreme in der Temperatur des Meeres im Kattegat zwischen Südschweden und Jütland im Mittel der Jahre 1880—87.

	Minimum	Maximum	Diff.	Mittel
Luft	1.2 Januar	17.2 Juli	16.0	8.3
Meeresoberfläche	1.6 Februar	17.1 „	15.5	8.8
8 Meter	2.0 „	16.8 „	14.8	8.7
15 „	3.2 März	15.0 August	11.8	8.2
26 „	3.8 „	11.9 October	8.1	7.4

Die mittlere Temperatur der Meeresoberfläche ist namentlich in höheren Breiten in hohem Maße bedingt durch die Meeresströmungen und daher sehr unregelmäßig verteilt. Die Meeresisothermen zeigen örtlich noch schärfere und stärkere Krümmungen als die der Luft an der Erdoberfläche. Über diese örtlichen Kontraste wird in dem Abschnitt «Meeresströmungen» das Nötige gesagt werden, hier möge eine Übersicht der durchschnittlichen Temperatur der Oceane folgen.**)

Breite	60—50	50—40	40—30	30—20	20—10	10—0	Nord
	10.9	14.2	19.4	23.9	25.4	26.9°	C. atl. Ocean
	—	11.7	17.4	22.7	26.7	26.9°	„ großer „
	—	—	—	—	27.3	28.0°	„ ind. „
Breite	0—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	Süd
	25.2	22.8	20.8	16.8	10.7	3.9°	C. atl. Ocean
	25.6	24.3	21.9	16.5	10.9	(7.2°)	„ großer „
	27.0	26.6	22.4	16.8	1.06	3.0°	„ ind. „

*) Nur Nordbreite.

**) Nach den Meteorological Papers Nr. 12 des board of trade.

Die mittlere Temperatur der Äquatorialzone der Oceane ist 27°, im indischen Ocean bis 28° steigend. Die höchsten Temperaturen überhaupt sind im roten Meere und im persischen Golf beobachtet worden, man darf 31° Celsius als durchschnittliches Maximum der Meerestemperatur annehmen.

In den Polarmeeren finden sich Temperaturen von 0 bis —2°, aber auch höhere Wärmegrade im Sommer an der Oberfläche und dort, wo warme Strömungen in sie eindringen.

Die relativ wärmsten Teile des offenen Oceans sind nach den von Krümmel entworfenen Karten der Meerestemperatur*) im pacifischen Ocean das inselreiche Gebiet zwischen Australasien und den Marquesas mit 28—29° C. und im indischen Ocean die östliche Hälfte von den Chagos-Inseln an, nördlich von 10° S. Br. Im Februar gibt es eine zusammenhängende breite Zone mit 28—29½° C. Temperatur von der Ostküste Afrikas bis zu den niedrigen Inseln reichend und derart den halben Erdumfang einnehmend. Im offenen atlantischen Ocean ist nur das Gebiet der Guineaströmung im Februar über 28° erwärmt, im karibischen Meere dagegen gibt es östlich von der Mosquitoküste eine Fläche, die das ganze Jahr bei 28° bleibt. Eine planimetrische Ausmessung ergab Krümmel das überraschende Resultat, dass fast genau 40% oder ²/₅ der gesamten Wasseroberfläche der Erde eine Temperatur von mehr als 24° besitzt, und 29% derselben kühlen überhaupt niemals unter 24° ab. Über 20° erwärmt sind auf der nördlichen Halbkugel 56%, auf der südlichen 47% der Wasseroberfläche. Es bleibt also jahraus jahrein etwas mehr als die Hälfte der Oberfläche der Oceane über 20° erwärmt, 43% derselben sinken niemals unter 20° herab, und 60% werden periodisch darüber erwärmt. Diese Zahlen zeigen, welch ungeheueres Wärmereservoir die tropischen und subtropischen Meere vorstellen. Die davon abdampfenden Wassermengen bringen diese Wärme gebunden in die höheren Breiten und geben sie beim Kondensationsprozess dort wieder frei, eine großartige Dampfheizung der höheren Breitengrade darstellend.

3. Über die Temperatur der Meerestiefen haben die oben erwähnten wissenschaftlichen Expeditionen zahlreiche Beobachtungen geliefert, welche die früheren Ansichten über die Wärme-Verteilung in den Oceanen wesentlich berichtigt haben.

Die Beobachtungen von Dumont d'Urville (1826/29), Wilkes (1839/42) und James Ross (1839/42) hatten für größere Meerestiefen überall in der Äquatorialregion wie in den polaren Breiten eine nahezu gleichförmige Temperatur von circa 4° Celsius ergeben. Daraus glaubte man folgern zu dürfen, dass im Meere wie in den Süßwasserseeen von einer gewissen Tiefe an eine konstante Temperatur von 4° Celsius, d. i. die Temperatur der Maximaldichte des süßen Wassers, herrsche. In den Polarbecken, folgerte man, nimmt die Temperatur mit der Tiefe zu, in

*) Zeitschrift für wissenschaftliche Geographie. B. VI, Heft I. 1887.

den niedrigeren Breiten nimmt sie mit der Tiefe ab bis zu dieser konstanten Temperatur; zwischen 50° und 60° Breite aber erreicht in beiden Hemisphären die «homotherme Grundschicht» die Meeresoberfläche, diese beiden Becken gleichsam wie ein Wall trennend. Diese Vorstellung wurde, durch große Autoritäten verbreitet und gestützt, die allgemein herrschende, bis die neueren Tiefseeforschungen ihre Unrichtigkeit nachwiesen.

Zwar hatte schon der ältere Ross (1818) in der Davisstraße in größeren Tiefen eine Temperatur von — 1,8° C. gefunden, einmal sogar in 1240 Meter — 3.5° C. Gleicherweise beobachtete E. von Lenz, der wissenschaftliche Begleiter von Kotzebue's Weltumseglung (1823/26), in der tropischen Südsee, sowie im tropischen atlantischen Ocean in Tiefen von 1800 Meter und darüber Temperaturen von 2 bis 2½° C., und ebenso später (1836/39) Du Petit Thouars (unter anderen 1.6° im pacifischen Ocean bei 3700 Meter nahe dem Äquator). Aber diese Beobachtungen wurden nicht weiter beachtet, ebenso wenig der Umstand, dass Marcet schon 1819 publiciert hatte, dass Seewasser erst bei 28° F (—2.2° C.) gefriert und das Maximum der Dichte erst bei 22° F. (—5.6° C.) erreicht, was später von Ermann (1829) und Depretz (1837) im allgemeinen bestätigt wurde. Diesen Versuchsresultaten gegenüber, die mit der obigen Hypothese im Widerspruch standen, nahm man an, dass das Meerwasser in den Oceanen sich anders verhalten möge als wie beim Experimente, eingeschlossen in Gefäßen.

Die Ursache des Widerstreits dieser Resultate der Beobachtungen der Tiefsee-Temperaturen liegt in der Schwierigkeit der Bestimmung derselben, der man erst in jüngster Zeit ganz erfolgreich abzuhelfen gewusst hat. Die Thermometergefäße werden in großen Tiefen durch den enormen Wasserdruck (in 2000 Faden, 3700 Meter, circa 400 Atmosphären) zusammengepresst und deren Indices registrieren dann eine höhere Temperatur als die wirklich daselbst herrschende. Der Schutz durch bloße Verdickung der Thermometergefäße genügt für große Tiefen nicht.

Lenz, welcher Wasser aus der Tiefe heraufholte und dann erst dessen Temperatur bestimmte, blieb von diesem Irrtum frei. Du Petit Thouars aber hatte schon gegen den Druck geschützte Thermometer, nicht so Wilkes und James Ross, auf deren Beobachtungen sich die oben angeführte Theorie stützte. Erst seit 1869 verwendet man allgemein gegen den Wasserdruck geschützte Thermometer zur Bestimmung der Tiefseetemperaturen. Das Thermometergefäß wird zu diesem Zwecke in eine Glashülle eingeschmolzen derart, dass ein Zwischenraum*) bleibt, der den äußeren Druck unschädlich macht.**)

*) Der zum Teil mit einer Flüssigkeit ausgefüllt wird, der besseren Wärmeleitung wegen.

**) Indem man gewöhnliche ungeschützte aber starkwandige Thermometer mittelst hydraulischer Pressen einem hohen Druck unterwarf, konnte man direkt nachweisen, dass ein solches Thermometer, das in 400 Faden 37—40 Grad F. (4—4.5 Grad C.) zeigt, eine konstante Temperatur angeben wird, selbst wenn es bis zu 2000 Faden versenkt wird und dabei die Temperatur in Wirklichkeit allmählich bis auf 32 Grad sinkt: die steigende Kompression kompensiert gerade die Wärmeabnahme. So erklären sich die Resultate von d'Urville, Wilkes und James Ross.

Während früher Messungen der Meerestemperatur in größeren Tiefen nur gelegentlich gemacht worden waren, wurden sie bei den neueren Expeditionen systematisch an zahlreichen Stellen und in gewissen Tiefenintervallen (in 50 Faden, dann in Intervallen von je 100 Faden, meist bis 1500 Faden Tiefe, und am Boden) vorgenommen, so dass wir jetzt eine ziemlich genaue Vorstellung von der Wärmeverteilung durch die ganze Wassermasse der Oceane gewonnen haben.

Das überraschendste Resultat der Temperaturbestimmungen in den großen Meerestiefen ist die gleichförmige niedrige Temperatur, die daselbst in allen offenen Oceanen herrscht, eine Temperatur, die nur wenig über dem Gefrierpunkt des Süßwassers liegt. Die mittlere Temperatur der Oceane in 4000 Meter beträgt nur 1.8° C. Die Temperatur nimmt in den tropischen wie in den gemäßigten Breiten von der Oberfläche gegen die Tiefe hin anfänglich sehr rasch, dann immer langsamer bis gegen den Boden hin ab. Buchan gibt folgende allgemeine Mittelwerte der Temperatur für die zunehmenden Tiefen in den Oceanen.

Tiefe in Faden und Meter.

100	200	300	400	500	700	900	1100	1300	1500	2200 F.
180	360	550	730	910	1280	1650	2010	2380	2740	4020 M.

Temperatur Celsius.

15.9	10.1	7.1	5.4	4.5	3.4	2.7	2.3	2.0	1.8	1.8

Diese Zahlen geben eine gute Vorstellung von der Mächtigkeit der kalten Wassermasse der Oceane und der dünnen warmen Oberflächenschichte.

Der wärmste Ocean ist der nordatlantische mit einer Mitteltemperatur von 2.4° in 4000 Meter, am kältesten ist der indische Ocean und der südatlantische (südlich von 10° S.), welche in gleicher Tiefe 1.3 und etwa 1.2° C. haben. Im kälteren mittleren Teile des pacifischen Oceans (der Osten wie der Westen ist wärmer) ist die Temperatur etwa 1.7° in gleicher Tiefe, und im allgemeinen Mittel nahe bei 1.8°.

Die höchsten Bodentemperaturen (man sehe die Tiefenkarten der Oceane) finden sich gleichfalls im nordatlantischen Ocean, die niedrigsten im westlichen Teile des südatlantischen Oceans.

An drei Stellen östlich von Buenos-Ayres zwischen 35 und 45° W. L. fand man Bodentemperaturen von nur 0.3° und an einer Stelle bei Kap. S. Roque in 4650 Meter gar nur 0.1°*). Im pacifischen Ocean ist die Bodentemperatur im allgemeinen niedriger als im atlantischen, erreicht aber nirgends jene des kältesten Teiles im Süden desselben. In der tiefen Tonga-Rinne hat man eine Bodentemperatur von 0.5 bis 0.9° gefunden. Auch im tropischen indischen Ocean hat man Bodentemperaturen

*) Die früheren Angaben von Temperaturen unter 0 Grad rühren daher, dass man eine unrichtige Korrektion an die Thermometer Ablesungen in großen Tiefen angebracht hatte. S. Buchan Report on Oceanic Circulation pg. 6.

unter 1° gefunden (im östlichsten tiefsten Teile ist sie 0.8), während die niedrigste Temperatur im offenen nordatlantischen Ocean südlich von Grönland auch nur 0.9° ist. Dagegen finden wir im nordeuropäischen Eismeere, nördlich von Island, den Faröern- und Shetlands-Inseln eine Bodentemperatur von —1° bis —2°. Dieses kalte Wasser wird von dem Eindringen in das nordatlantische Becken durch die Untiefen, die sich von Ostgrönland längs der bezeichneten Linie nach Europa hinüber erstrecken und die nicht bis zu 500 Faden oder 900 Meter hinabsinken, aufgehalten. In der tiefen nach Süden in einen Sack auslaufenden Rinne zwischen den Faröern und den Shetlands-Inseln fand man gleichfalls Bodentemperaturen unter 0°, während ganz nahe in gleicher Tiefe, aber ohne Verbindung mit dem Eismeere der nordatlantische Ocean noch 6½° zeigte (S. die Tiefenkarte des nordatl. Oceans). Dies und die niedrigen Bodentemperaturen im südlichen atlantischen Ocean weisen schon darauf hin, welchen Einfluss das Relief des Meeresbodens auf die Temperatur in großen Meerestiefen hat; auffallendere Nachweise dafür werden wir bei Betrachtung der Temperatur-Verhältnisse der mehr oder weniger abgeschlossenen Binnenmeere finden. Die scharfe Begrenzung der niedrigen Bodentemperatur des südatlantischen Oceans nach Norden hin weist auf einen relativ seichten unterseeischen Rücken (in circa 3600 Meter) hin, der das nordatlantische Becken abschließt, desgleichen die höhere Bodentemperatur des östlichen Teiles des südlichen pacifischen gegenüber dem südatlantischen Ocean auf eine relativ seichte Brücke von der Südspitze Südamerikas nach dem antarktischen Landkomplex. Die Art der Fortpflanzung der großen Erdbebenwelle vom August 1883 (siehe später) würde damit in guter Übereinstimmung stehen.

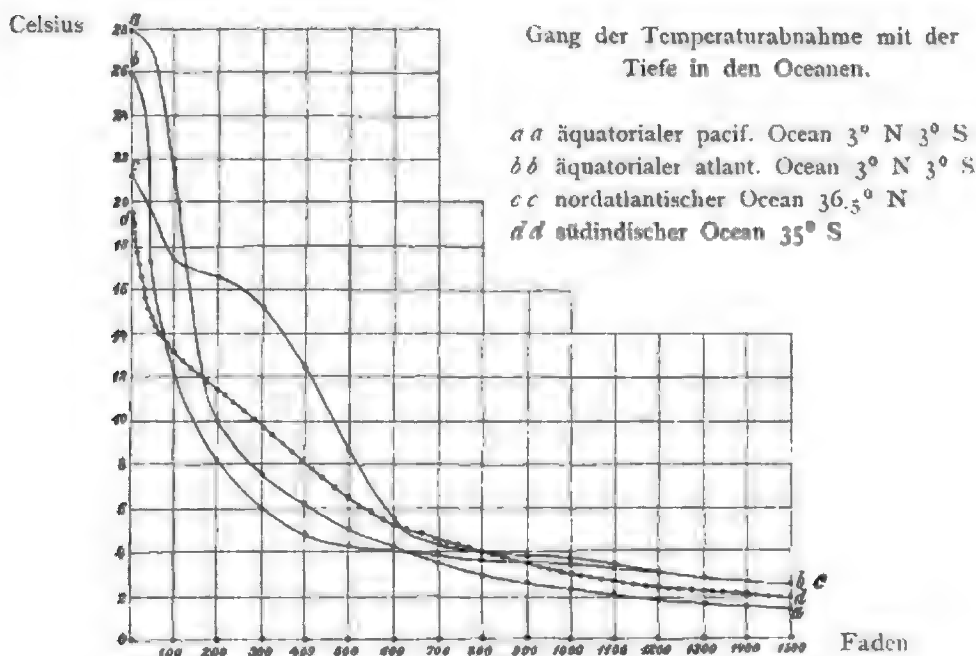
Die höhere Bodentemperatur der nördlichen oceanischen Becken kann im allgemeinen auf zwei Ursachen zurückgeführt werden, auf den Abschluss gegenüber den kalten arktischen Meeren, und auf die warmen salzreichen großen Meeresströmungen (Golfstrom und Kuroschio, siehe später), deren Wasser bei der Abkühlung wegen seines hohen Salzgehaltes mit relativ hoher Temperatur in die Tiefe sinkt. Dieser Einfluss ist bei den südlichen Oceanen nicht in gleichem Maße vorhanden, und zugleich ist die Verbindung mit dem antarktischen Ocean frei.

Der Einfluss der Sonnenwärme reicht direkt nur bis zu etwa 100—160 Meter, unterhalb dieser Tiefe werden die Wassertemperaturen von den Strömungen etc. bedingt, und in größeren Tiefen, etwa von 900 Meter, d. i. von der Temperatur von 4—5° C. an, verlaufen die Linien gleicher Wärme selbst in der Richtung der Meridiane fast parallel. Von da ab geht die weitere Temperaturabnahme sehr gleichmäßig und langsam vor sich, hält aber bis zum Boden an.*)

*) Im äquatorialen atlantischen Ocean haben der Challenger, die Gazelle, der Buccaneer und die Romanche zu verschiedenen Jahreszeiten Reihentemperaturmessungen vorgenommen, aus welchen einigermaßen die Änderungen der Temperatur in der gleichen Tiefe nach den Jahreszeiten hervor-

Figur 65 zeigt den Gang der Wärmeabnahme mit der Tiefe in verschiedenen Teilen der drei Oceane, und zwar die Linien *a* und *b* im äquatorialen pacifischen und atlantischen (beide im Mittel von 8 Reihentemperaturmessungen zwischen 3° nördlicher und 3° südlicher Breite), die Linie *c* im

Fig. 65.



mittleren atlantischen Ocean (Mittel aus 7 Messungsreihen) und die Linie *d* im südindischen Ocean (Mittel von 10 Beobachtungsreihen, mittlere Breite 35° südlich, mittlere Länge 83° östlich).*) Die Temperaturen sind

---

gehen. Ich habe aus 8 Messungen im August, September und October, und 4 Messungen im März und April zwischen 3 Grad N und 3 Grad S das Mittel genommen:

Jahreszeitliche Wärmeschwankung im äquatorialen atlantisch. Ocean 1 ½ Breite 15—17 Grad W. L.

Tiefe	Oberfläche	100	200	400	1000 Meter
März-April	27.8	14.9	12.8	8.8	4.4°
August-October	24.5	17.5	13.6	8.8	4.4°

In 400 Meter ist keine jahreszeitliche Variation mehr mit Sicherheit zu konstatieren. An der Oberfläche tritt das Maximum der Temperatur im März-April ein und pflanzt sich bis zum September auf 100—200 Meter Tiefe fort. Interessant ist auch die Thatsache, dass 1873—76 durch den Challenger, 1886 durch den Buccaneer und 1894 durch Waterwich zu verschiedenen Jahreszeiten in der gleichen Gegend (6 Grad N, 14 ½ Grad W) von 100 Faden Tiefe ab genau die gleichen Temperaturen gefunden worden sind, dieselben sind also seit 20 Jahren konstant geblieben.

*) Diese Mittelwerte habe ich abgeleitet aus den officiellen «Challenger Reports, Nr. 7, 1876» und für den südindischen Ocean aus den Berichten über die Beobachtungen auf der «Gazelle» in den Annalen der Hydrographie.

in vertikaler, die Tiefen (Faden) in horizontaler Richtung aufgetragen. Die nächsten beiden Fig. 66 und 67 zeigen diese Wärmeabnahme für zwei specielle

Fig. 66.

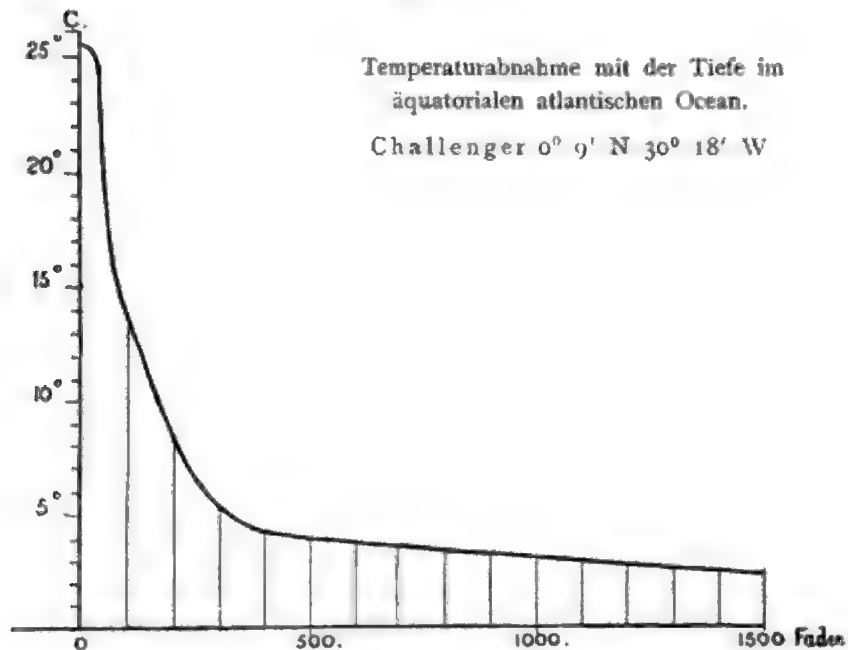
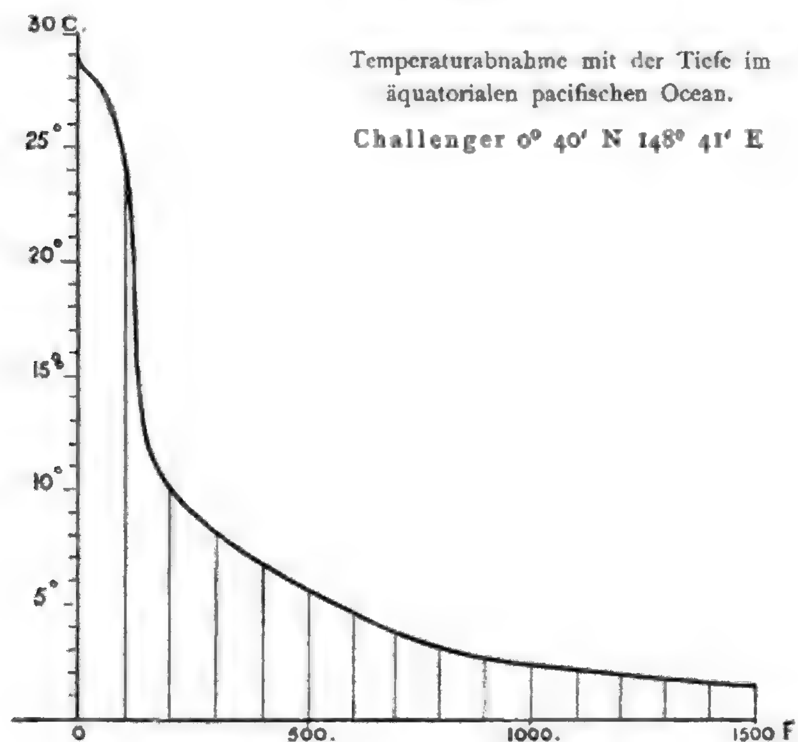


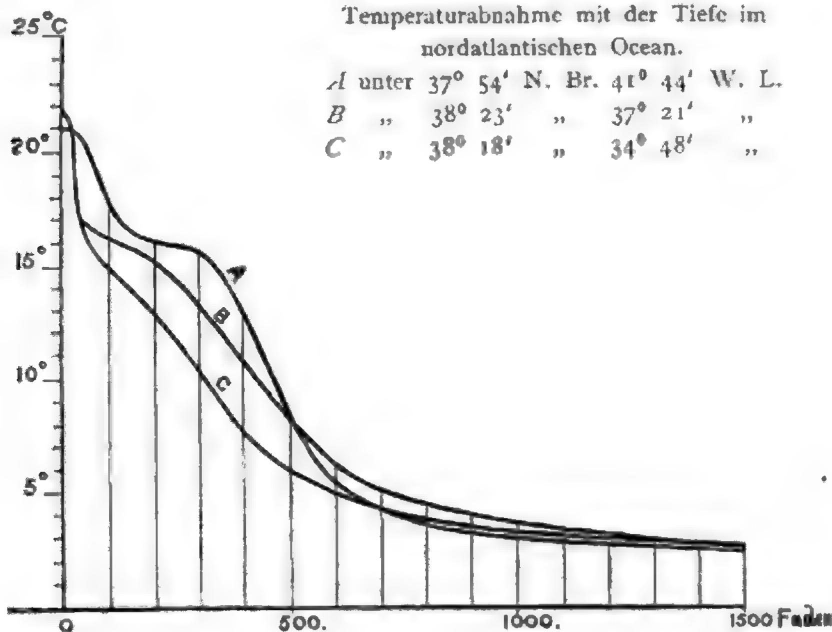
Fig. 67.



Orte im äquatorialen atlantischen und pacifischen Ocean; die Fig. 68 und 69 leisten dasselbe für den nordatlantischen Ocean. Diese Kurven zeigen

die rasche Abnahme der Temperatur in den obersten Schichten und die Mächtigkeit der kalten Wassermasse, besonders aber auch den Kontrast zwischen der Wärmeabnahme mit der Tiefe in den äquatorialen Meeren

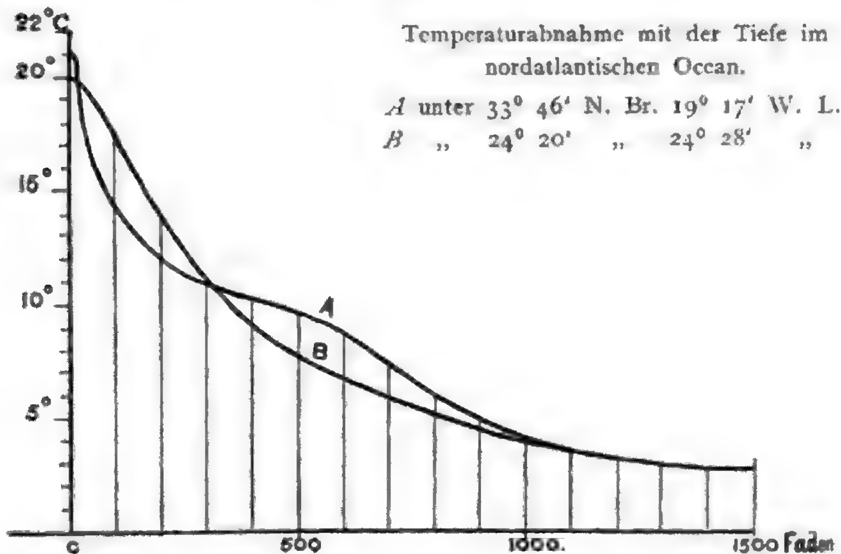
Fig. 68.



Temperaturabnahme mit der Tiefe im nordatlantischen Ocean.
A unter 37° 54′ N. Br. 41° 44′ W. L.
B „ 38° 23′ „ 37° 21′ „
C „ 38° 18′ „ 34° 48′ „

und dem nördlichen atlantischen Ocean. Das steilere Sinken der beiden äquatorialen Kurven ist charakteristisch und eine der überraschendsten Erscheinungen in der Temperaturverteilung in den Oceanen. Im mittleren

Fig. 69.



Temperaturabnahme mit der Tiefe im nordatlantischen Ocean.
A unter 33° 46′ N. Br. 19° 17′ W. L.
B „ 24° 20′ „ 24° 28′ „

atlantischen Ocean ($36\frac{1}{2}$° nördlicher Breite) ist die Temperatur schon von 50 Faden (90 Meter) an höher als in dessen Äquatorialzone (bei 300 Faden, 550 Meter, um 9° C.!) und erreicht erst bei 900 Faden, 1650 Meter, wieder

die Temperatur dieser letzteren. Auch im mittleren Becken des süd-indischen Oceans ist die Temperatur von 200 bis 1600 Meter circa höher als im äquatorialen atlantischen und von 300 Meter an bis 2700 Meter höher als im äquatorialen pacifischen Ocean.

Nirgends beobachtet man eine so schnelle Wärmeabnahme als in den äquatorialen Oceanen. Die Temperaturdifferenzen betragen von

der Oberfläche bis	50 bis	100 bis	200 bis	300 bis	400 bis	500 Faden
	90	180	370	550	730	900 Meter
im pacif. Ocean	1.0°	6.2°	17.8°	20.2°	21.8°	23.0° Cels.
„ atlant. „	8.7°	12.9°	17.6°	20.0°	21.3°	21.8° „

Der äquatoriale atlantische Ocean hat eine doppelt so rasche Wärme-abnahme in den ersten 200 Metern als der pacifische, von 400 Metern an ist sie die gleiche.

Einen Vergleich der mittleren Temperaturen der beiden Oceane in den Tropen 11° N und 17° S in größeren Tiefen gestatten folgende Zahlen:

900	1100	1300	1800	2700	Meter
4.7	3.9	3.3	2.3	1.4	Großer Ocean
4.3	4.0	3.6	3.2	2.4	Atlant. „

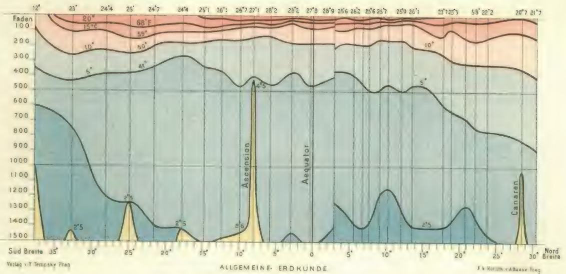
Schon 1861 hatte E. Lenz aus seinen Beobachtungen gezeigt, dass das Wasser des atlantischen Oceans bei 100—130 Meter Tiefe in der Äquatorialzone kälter ist, als nördlich oder südlich davon. Er fand die Isotherme von 14.5° Celsius in 48—45° nördlicher Breite in 110 Meter, sah sie dann bis 200 Meter sinken in 26—23° nördlicher Breite und wieder rasch aufsteigen bis zu 130 Meter in 15—12° nördlicher Breite. Die neueren Beobachtungen haben das Ansteigen aller Isothermobathen*) über 5 Grad gegen den Äquator hin nachgewiesen. Folgende kleine Tabelle gibt die Tiefen an, in welchen die Isothermobathen von 20° bis 2.5° auf beiden Seiten des Äquators im atlantischen Ocean anzutreffen sind.

Vertikale Temperaturverteilung im atlantischen Ocean.**)

	Isothermobathe von:									
Breite	20°	15°	10°	5°	2.5° Cels.	20°	15°	10°	5°	2.5°
	Tiefe in Faden					Tiefe in Meter				
33° N	—	320	450	630	1500	—	590	820	1150	2750
21°	70	160	320	700	1490	130	290	590	1300	2730
9°	27	54	168	480	1300	50	100	310	880	2400
1°	42	73	170	360	1360	77	130	310	660	2500
9° S	55	75	150	420	1500	100	140	270	770	2750
21°	60	115	200	340	1350	110	210	370	620	2500
36°	—	—	190	340	850	—	—	350	620	1500

*) Linien, welche Punkte gleicher Temperatur in den Meerestiefen verbinden.

**) Diese Mittelwerte sind aus allen Diagrammen in Wilds «Thalassa» abgeleitet, in welchem der Verlauf der Isothermobathen hiezu hinlänglich horizontal war.



Verlag v. F. Tempsky Prag

ALLGEMEINE ERDKUNDE

Lith. v. A. Haase Prag

VERTIKALE TEMPERATUR-VERTEILUNG

IM NÖRD. U. SÜD ATLANTISCHEN OCEAN LÄNGE DER LINIE MADEIRA, CANAREN, CAP VERD I., ASCENSION U. TRISTAN D'ACUNHA

(MÄRZ APRIL 1876, JULI AUG. 1873)

ALLGEMEINE ERDKUNDE.

VERTIKALE TEMPERATUR-VERTEILUNG

IM NORD ATL. OCEAN VON CAP MAY (VER. STAATEN) NACH DEN BERMUDEN, AZOREN U. MADEIRA (APRIL-JULI 1873)

Faden
100
200
300
400
500
600
700
800
900
1000
1100
1200
1300
1400
1500

Westl. Länge 70° 65° 60° 55° 50° 45° 40° 35° 30° 25° 20°

59°F
50°
41°
15°C
10°
5°
bei den Bermudas
Plateau der Azoren
3°7
4°2
2°8
2°5
36°5F

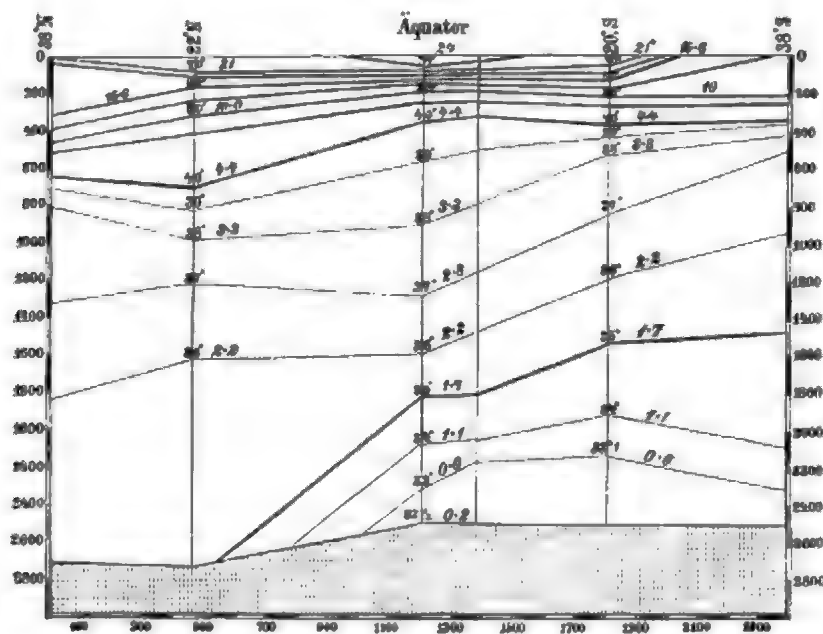
Verlag v. F. Tempsky Prag

K. k. Hoflith. v. A. Haase Prag

Man sieht, dass die Isothermobathen von 20°, 15° und 10° in 9° nördlicher Breite circa am meisten sich der Oberfläche nähern und zu beiden Seiten in größere Tiefen hinabsinken. Es ist, als ob das kalte Wasser der Tiefe in der Äquatorialzone emporstiege. Die Isothermobathen von 5° und 2.5° senken sich überhaupt von dem südatlantischen gegen den nordatlantischen Ocean hin, die wärmeren Wasserschichten «keilen sich nach Süden hin aus», wie die Geologen sagen würden.*) Figur 70 zeigt dies deutlich für die Breiten von 38° Süd bis 38° Nord. Die Tiefen sind in Faden angegeben, die Länge des Querschnittes in Seemeilen (am unteren Rande).

Die Tafeln der vertikalen Temperaturverteilung im nord- und südatlantischen Ocean bringen dies noch klarer zur Anschauung, indem

Fig. 70.



Isothermobathen im atlantischen Ocean.

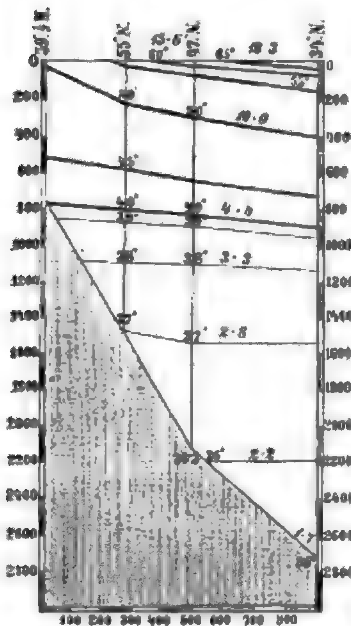
namentlich die Mächtigkeit der Wasserschichte mit einer Temperatur über 10° Celsius durch den roten Farbenton sehr deutlich hervortritt. Die eine Tafel ist ein Durchschnitt quer über den atlantischen Ocean und demonstriert die größere Mächtigkeit der warmen Wasserschichte auf der westlichen Seite gegenüber der östlichen; die andere gibt einen Längsdurchschnitt von 35° S. Br. bis 30° N. Br., in welcher die höhere Meerestemperatur nördlich vom Äquator zur augenscheinlichen Darstellung

*) Für die Zunahme des Volumens warmen Wassers von Süd nach Nord führt W. Thomson nachfolgende Belege an:

Tiefe der Isothermobathen	Zwischen Monte Video u. Tristan d'Acunha	am Äquator	Teneriffa Sombrero	Bermudas Madeira
von 7° C.	250	300	500	600 Faden
von 3° C.	5—600	10—1100	—	10—1200 Faden

kommt. Ebenso zeigt sich das Seichterwerden der wärmeren Schichte von beiden Seiten gegen den Äquator hin. Man beachte namentlich den Verlauf der Isothermobathe von 15° C.

Fig. 71.



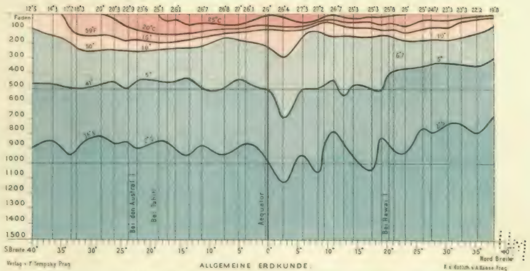
Die größte Ansammlung warmen Wassers, die überhaupt existiert, findet sich im nordatlantischen Ocean zwischen 30° und 40° nördlicher Breite, hier senkt sich die Isothermobathe von 15° Celsius bis unterhalb 550 Meter. Man vergleiche namentlich Fig. 68 mit Fig. 66 und 67. Der nordatlantische Ocean hat auch im ganzen eine mächtigere Schichte warmen Wassers, als alle anderen Oceane. Fig. 71 zeigt, wie mächtig die Schichte von mehr als 4° Celsius im nordatlantischen Ocean bis zu 60° nördlicher Breite hinauf ist, gegenüber dem südatlantischen (Fig. 70).

Die nächste Tabelle gibt eine Übersicht über die beiläufigen Temperaturverhältnisse des pacifischen Oceans zum Vergleich mit der vorigen. Da die Temperatur im Westen und Osten unter gleicher Breite recht verschieden ist, können diese bloß den Challenger-Beobachtungen entnommenen Werte nicht für den ganzen Ocean gelten.

Vertikale Temperaturverteilung im pacifischen Ocean.

	Isothermobathen									
Breite	20°	15°	10°	5°	2.5° Cels.	20°	15°	10°	5°	2.5
	Tiefe in Faden					Tiefe in Metern				
37° N	—	40	190	350	730	—	70	350	640	1340
25°	50	90	160	370	810	90	170	290	680	1480
20°	120	190	270	440	810	220	350	490	800	1480
10°	60	80	160	520	960	110	150	290	952	1760
6°	103	120	170	510	880	190	220	310	930	1610
9° S	114	150	200	470	900	210	270	370	860	1650
21°	(89)	190	250	450	840	(150)	350	460	820	1540
26°	—	160	230	470	870	—	290	420	860	1600
37°	—	—	(150)	450	870	—	—	(270)	820	1600

Auch hier zeigt sich ein Ansteigen der Isothermobathen von 20° bis 10° Celsius gegen die Äquatorialregion, aber nicht so entschieden wie im atlantischen Ocean. Auch der nordpacifische Ocean hat auf seiner linken, westlichen Seite eine bis zu größeren Tiefen hinab erwärmte Schichte. Das Maximum der Erwärmung der tieferen Schichten liegt südöstlich von Japan wo (unter circa 30° N, 148° Ost-Gr.) in 400 Meter Tiefe die Temperatur noch 15—16° ist. Von da nimmt sie nach allen Seiten hin ab, selbst am Äquator (0—10 N) findet man in dieser Tiefe bloß 9° C.



ALLGEMEINE ERDKUNDE.

VERTIKALE TEMPERATUR-VERTEILUNG.

IM GROSSEN OCEAN N. UND S. VOM AEQUATOR.

Die Isothermobathen von 5° und 2.5° senken sich etwas im Äquatorialgebiet und sie liegen im großen Ocean der Oberfläche näher als im atlantischen Ocean; namentlich die Isotherme von 2.5°, welche im atlantischen Ocean nördlich von 21° südlicher Breite erst zwischen 1400 und 1500 Faden erreicht wird, findet sich im pacifischen schon bei 8—900 Faden. Die Mächtigkeit der kalten Wasserschichte ist hier erstaunlich. In 11.4° nördlicher Breite, 143.3° östlicher Länge lotete der «Challenger» 4575 Faden, 8370 Meter, die Oberflächentemperatur war 26.8°, in 400 Faden wurde 5°, in 850 Faden 2.5° gefunden, am Boden 1.0°, so dass eine Wassermasse von 4000 Faden, 7300 Meter, Mächtigkeit eine mittlere Temperatur von circa 3° zeigte. Die Temperatur in großer Tiefe ist äußerst gleichförmig. Die Isotherme von 2° verläuft horizontal in einer Tiefe von 1100 Faden (2000 Meter) und von da bis zum Boden nimmt die Temperatur nur um 1° und einige Zehntel ab.*) Die Bodentemperaturen unter 24° S. Br. in 5000—8000 Meter (2740—4400 Faden) sind neuerlich zu 0.5 bis 0.9° C. gefunden worden.

Die Tafel der «vertikalen Temperaturverteilung im großen Ocean» zeigt den Verlauf der Isothermobathen auf einem Längsdurchschnitt von N nach S nach den Beobachtungen des «Challenger». Man vergleiche die geringe Mächtigkeit der warmen Schichte über 10° und über 15° C, im nördlichen pacifischen gegenüber jener im nordatlantischen Ocean.

Im nördlichen pacifischen Ocean ist die wärmere Wasserschichte ausnehmend seicht. Die «Tuscarora» fand in 43.4° nördlicher Breite (Breite von Bayonne) die Temperatur an der Oberfläche 6.1°, in 20 Faden schon 1.7°

---

*) Einer vollständigen Zusammenstellung der vom «Challenger», der «Tuscarora» und der «Gazelle» im pacifischen Ocean gemessenen Temperaturen von Boguslawski entnehmen wir im Auszug folgende Mittelwerte, welche den Text ergänzen, und zugleich direkt die umgekehrte Frage beantworten, welche Temperatur in einer bestimmten Tiefe herrscht. Die höhere Temperatur des südlichen pacifischen Oceans gegenüber dem nördlichen tritt auch hier sehr deutlich hervor.

Temperaturverteilung im pacifischen Ocean.

Breite	Oberfläche	50	100	200	300	500	1000	1500 Faden
	Temperatur Celsius.							
40—20° N	20.8	16.6	13.9	9.8	6.2	3.8	1.9	1.4
20— 0° N	26.7	24.3	17.3	9.6	7.4	4.8	2.3	1.4
0—20° S	26.6	25.6	21.2	11.5	7.4	4.4	2.3	1.5
20—40° S	20.2	18.3	16.5	12.4	8.4	5.6	2.0	(1.5)

Unter circa 150° W. fand der Challenger eine der erstaunlichsten Temperaturunterschiede in der Tiefe von 50 bis 200 Faden zu beiden Seiten des Äquators.

Tiefe	Oberfläche	10—50	60—100	110—150	160—200	200 Faden
	Temperatur Celsius.					
7.6° N. B.	26.3	25.6	12.6	9.8	9.2	9.0
11.3° S. B.	26.6	26.4	23.9	18.9	11.9	10.4

Von 60—100 Faden war die Temperatur im Süden um nahe 11 1/2° höher als im Norden. Es entspricht dies dem Gegensatz in der Temperaturschichtung zwischen dem äquatorialen Gegenstrom (aus W) und der südlichen Äquatorialströmung.

und von 50 Faden an 0.7° bis zum Boden in 4000 Faden. Die Eigenthümlichkeit des nordpacifischen Ocean besteht darin, dass die Oberflächenschichte mit einer Temperatur über 4° bis 5° (40° Fahrenheit) kaum 20—50 Faden dick ist, während sie im nordatlantischen unter gleichen und höheren Breiten eine Dicke von mindestens 500 Faden hat. Nur im warmen Japanstrom erreicht diese Schichte eine größere Mächtigkeit. Im Gegensatz zum atlantischen Ocean ist der nördliche Theil des pacifischen durchschnittlich kälter als der südliche.

Die vertikale Temperaturschichtung im indischen Ocean ist erst in neuerer Zeit etwas genauer bekannt geworden. Die Bodentemperaturen liegen auch hier zwischen 0° und 1° etwa (unter 12.4° S, 105° O in 5200 Meter 0°) örtlich bis 1½° steigend. Im westlichen Teil des indischen Oceans steigen gleichfalls die Isothermobathen tiefer hinab, wie im östlichen. Supan hat z. B. folgende Mittelwerte abgeleitet:

Isothermobathen		20°	15°	10°	5°
10—20° S. Breite	West	160	310	530	1100 Meter
	Ost	130	250	380	850
20—30° S. Breite	West	120	330	640	1060
	Ost	70	190	310	870

Mittlere Temperatur auf der Westseite zwischen 10° und 30° Breite.

Faden	0	100	200	300	400	500	600	700	800
Meter	0	180	370	550	730	910	1100	1280	1460
Temp.	23.5	18.4	13.9	11.0	8.2	6.2	4.7	3.8	3.7

Der bengalische Busen scheint von etwa 100 Faden Tiefe an um etwa 5—3° kälter zu sein als das arabische Meer. Während in 50 Faden noch 23.7 gefunden wurde (Oberfläche 29°), herrschte in 100 Faden schon 14.7 und in 200 Faden nur mehr 11.2°.

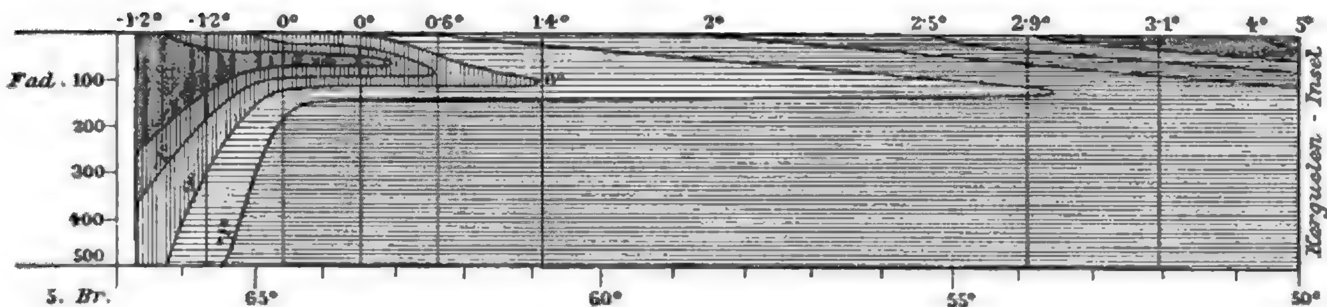
In den Polarmeeren ist die Temperatur der Oberfläche variabel nach Jahreszeit und Strömungen, in größeren Tiefen hingegen hat das Wasser eine fast konstante Temperatur zwischen — 1° und — 2.2° Celsius, gelegentlich werden auch niedrigere Temperaturen beobachtet. Die Vega fand im karischen Meer bei etwa 400 Meter eine Temperatur von —2.4° und einen Salzgehalt von 3.5. An der Oberfläche war die Temperatur bis etwa 20 Meter Tiefe über Null Grad. Nares beobachtete unter 82½° nördlicher Breite die Meerestemperatur, indem er Löcher durch das beständige Eis bohrte. Die Thermometer zeigten in allen Tiefen eine Temperatur zwischen — 1.7° bis — 2.2°, d. i. den Gefrierpunkt des Meerwassers. Dieselbe Beobachtung machte man im Winterhafen der «Vega» 1878/79 im nördlichsten Teile der Beringsstraße. Es scheint dies also die konstante und gleichförmige Temperatur der tieferen Schichten der Polarmeere zu sein.

Im hohen Grade bemerkenswert ist der Befund der Temperaturverteilung im antarktischen Ocean, wie ihn der Challenger im Februar (Sommer) 1874 von der Packeisgrenze bis zum 66° S. Br. fand, also zwischen den großen tafelförmigen Eisbergen, die von den Gletschern des Festlandes in der Umgebung des Südpoles stammen. Die mittleren Temperaturen in verschiedenen Tiefen zwischen 61 und 66° S. Br. waren (mittlere Breite 63.4° S.).:

Tiefe	Oberfl.	50	100	150	200	300	Faden
	0	90	180	270	370	550	Meter
Temp.	+ 0.2	— 1.2	— 0.8	— 0.4	+ 0.5	+ 1.1°	Cels.

also eine mächtige kalte Schichte zwischen einer etwas wärmeren oben und einer noch wärmeren und mächtigeren unterhalb. Wie sich diese kalte Wasserschichte nach Norden hin auskeilt, lehrt sehr schön das folgende von J. J. Wild (vom Challenger) entworfene Diagramm. Die mittelste kalte Schichte zeigte eine Temperatur (29° F. = — 1.7° Cels.), die ein wenig über dem Gefrierpunkt des Meerwassers liegt.

Fig. 72.



Die Erklärung, welche Buchanan von dieser sonderbaren Temperaturschichtung auf Grund von Versuchen von O. Pettersson gibt, ist von großem Interesse. Wenn Süßwassereis in Salzwasser gebracht wird, so schmilzt es, während es zugleich die Temperatur des letzteren erniedrigt, und zwar unter den Gefrierpunkt des Süßwassers. In Seewasser von mittlerem Salzgehalt (3.5 %) sinkt die Temperatur auf — 1.9°. Bei geringerem Salzgehalt ist aber die Temperaturerniedrigung geringer (bei 3.0%, z. B. — 1.7°, bei 2.5% — 1.4°) und da das schmelzende Eis das Seewasser verdünnt, so wird die Temperaturerniedrigung in Wirklichkeit — 1.9 nicht erreichen. Weil aber das verdünnte, wenngleich abgekühlte Seewasser emporsteigt, so kommt das Eis doch immer mit ziemlich salzhaltigem Meerwasser in Berührung.

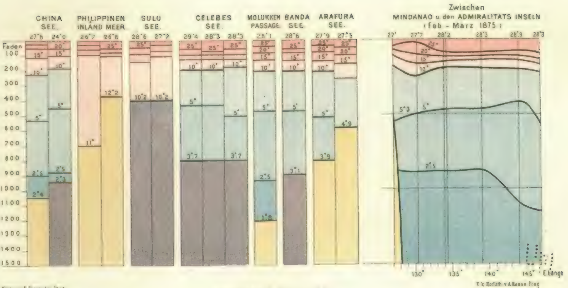
Das ist nun in der That der Vorgang, der fortwährend im großen Maßstabe am Rande des antarktischen Oceans zwischen den großen Eisbergen stattfindet, welche bis zu einigen Hunderten von Metern in das wärmere Salzwasser eintauchen. Sie erzeugen hier in der angegebenen

Weise eine kalte Wasserschichte von etwa — 1.7° C., während sie zugleich in derselben abschmelzen. Bei diesem Prozess werden aus 100 Gramm wärmeren Seewasser 119 Gramm verdünntes kaltes Seewasser. Das Süßwassereis, das sich in der Atmosphäre bei 0° gebildet hat, schmilzt derart in Seewasser von – 1.7°.

Auch im nördlichen Eismeere (namentlich in der Baffinsbay) sind schon analoge Temperaturschichtungen wohl ähnlichen Ursprungs beobachtet worden.

3. Temperatur der Binnenmeere. Die vertikale Temperaturverteilung in mehr oder weniger von den großen Oceanen abgeschlossenen Binnenmeeren bietet sehr bemerkenswerte und lehrreiche Verhältnisse dar. Am besten kennt man die vertikale Temperaturverteilung im Mittelmeer. Schon Saussure hat (1780) bei Genua (in 290 Meter) und bei Nizza (in 590 Meter) die Temperatur der tiefen Wasserschichten gemessen und beidemale zeigte das Thermometer 13.2° Celsius, während er in den subalpinen Seeen in gleicher Tiefe bloß 4—6° beobachtet hatte. D'Urville (1826), Berard (1831), Aimé (1840) fanden im westlichen Mittelmeerbecken übereinstimmend, dass von circa 200 Faden (370 Meter) an bis zur größten Tiefe die Temperatur konstant bleibt und bei 12½° bis 13° Celsius sich hält. Aimé hat durch sorgfältige Untersuchungen zwischen Marseille und Algier erkannt, dass die tägliche Temperatur-Variation bei 16—18 Meter Tiefe verschwindet, die jährliche bei 3—400 Meter (schon in 50 Meter erreicht diese kaum mehr 3° in 100 Meter nur mehr 1°). Er machte darauf aufmerksam, dass die mittlere Wintertemperatur dieser Gegenden etwa 12.6° Celsius ist und dass dies dieselbe Temperatur ist, die man unterhalb der veränderlichen Schichte bis zu den größten Tiefen konstant antrifft.

Gleicherweise fand Spratt im östlichen Mittelmeerbecken aus mehrfachen Beobachtungsreihen, dass die Temperatur von 370 Meter an konstant bleibt und 13 bis 14° Celsius beträgt. In jüngster Zeit sind sowohl im westlichen, namentlich aber im östlichen Mittelmeerbecken durch das österreichische Schiff «Pola», mit geschützten Thermometern zahlreiche Reihentemperatur-Messungen vorgenommen worden, welche die Ergebnisse der älteren Beobachtungen vollkommen bestätigt und ergänzt haben. Hiernach herrscht bei einer Oberflächen-Temperatur von 25—26° Celsius (in Buchten 28°) im Sommer in 100 Meter im westlichen Becken schon eine Temperatur von 14°, im östlichen von 15—18° (nach Osten hin zunehmend). Im westlichen Becken findet man von 200 Meter an bis zum Grunde 12.8°, im östlichen dagegen von 500—600 Metern an 14°, am Boden 13.5 bis 14°, im nördlichen ägäischen Meere 12.8. Es existiert also im westlichen Becken eine Schichte von circa 2600 Meter, im östlichen von 3000 Meter Mächtigkeit, deren gleichmäßige Temperatur ungefähr den Winter-Temperaturen der betreffenden Gegenden entspricht. Im Februar und März ist die Temperatur von oben bis unten nahe die gleiche, im December und Januar findet sogar eine geringe Zunahme



ALLGEMEINE ERDKUNDE.

VERTIKALE TEMPERATUR-VERTEILUNG

IN MEHR ODER MINDER ABGESCHLOSSENEN MEERESBECKEN ZWISCHEN ASIEN UND AUSTRALIEN

nach unten statt. Die Beobachtungen in der Adria haben zu den gleichen Resultaten geführt, die Boden-Temperatur ist daselbst 12—13° Cels.*)

Im roten Meere beobachtete Kapitän Pullen bei einer Oberflächen-Temperatur von 26—30° im März und April in 400 Faden, 730 Meter, eine Temperatur von 21.7° und in 680 Faden, 1200 Meter, 21.4°, also gleichfalls eine konstante Temperatur, welche der Wintertemperatur dieser Gegenden nahe kommt, denn Nares fand im Golf von Suez die Temperatur im Februar gleichmäßig von der Oberfläche bis 450 Faden = 820 Meter zu 21.7° Celsius, Makarof gleichfalls die Bodentemperatur des roten Meeres zu 21.7°; der unterseeische ausfließende Strom bei Bab el Mandeb hatte aber 24° Cels. wohl infolge von Mischung mit dem Wasser höherer Schichten.

Auch in Meeren von scheinbar freier Kommunikation mit den Oceanen findet man ähnliche Verhältnisse der Temperaturverteilung. Die Tafel «Vertikale Temperaturverteilung in mehr oder minder abgeschlossenen Meeresbecken» bringt nach den Beobachtungen der «Challenger»-Expedition die vertikale Temperaturverteilung in einigen Teilen der ostasiatischen Gewässer zur Darstellung. Dieselbe ist lehrreich durch die Gegensätze, welche sie darbietet. (Wo die gelbliche Farbe in den Querschnitten beginnt, ist schon der Grund des Meeres erreicht.) Die «Challenger»-Expedition beobachtete in der sogenannten Sulu- oder Mindoro-See zwischen Borneo, Mindanao und dem Sulu-Archipel eine Oberflächentemperatur von 28.6°, die Isothermobathe von 25° lag in 40 Faden (70 Meter), jene von 20° in 80 Faden (150 Meter), 15° in 130 Faden

*) Die von Buchich zu Lesina regelmäßig in Tiefen von 6, 30, 60 und 120′ vorgenommenen Temperaturmessungen ergaben folgende mittlere Resultate (1869—72).

	Luft	Oberfläche	6′	30′	60′	120′
Winter	9.2	13.5	13.6	13.9	13.9	14.0 C.
Frühling	14.8	15.0	14.8	14.7	14.4	14.0 „
Sommer	24.4	22.0	21.8	20.3	18.1	15.8 „
Herbst	17.9	19.5	19.3	18.4	18.1	17.1 „

Im Winter ist die Temperatur nahezu konstant bis zur Tiefe von 120′, im November und December trifft dies genau zu; die rascheste Wärmeabnahme findet von Juni bis September statt, wo die Temperatur in 6′ noch 21.6°, in 120′ nur mehr 15.8° ist. Die größte Wärme tritt in 120′ im October und November mit 17.8° C. ein.

Luksch und Wolf bestimmten im Quarnero die mittlere Temperatur der ganzen Wassermasse bis zum Grund (67 Meter) zu verschiedenen Jahreszeiten. Im Januar und Februar war dieselbe 9.5°, im Mai 12.5°, im August 15.3° und Mitte October 16.4°. Die gleichzeitigen Salzgehaltbestimmungen ergaben Januar und Februar 3.79, Mai 3.74, August 3.82 und October 3.78%. Im allgemeinen nimmt der Salzgehalt in der Adria mit der Tiefe zu.

Die Reihen von Messungen der Tiefentemperaturen im Juli 1877 am Dampfer «Pelagosa» ergaben für die mittlere Breite 41° 44′ nördl. Breite und 18° östlicher Länge.

Tiefe	144	327	550	716	906 Faden
Temperatur	14.2°	13.4°	13.1°	12.7°	12.7° C.

Messungen im Winter ergaben SW von Ragusa in 500—650 Meter 11.7°, dann folgte eine Zunahme und in 1230 Meter war die Temperatur 12.3°.

(240 Meter) und 10.2° in 400 Faden (730 Meter), von da ab bis zum Boden in 2550 Faden (4670 Meter) blieb die Temperatur konstant 10.2°. Das ist eine Temperatur, die viel niedriger ist als die Wintertemperatur dieser Gegenden, aber viel höher als die Bodentemperatur im pacifischen Ocean. In der benachbarten chinesischen und in der Celebes-See liegt die Isothermobathe von 10° in 200 Faden (370 Meter), in 400 Faden (730 Meter) schon die von 6° C. Auch in der Celebes-See fand man von 800 Faden (1460 Meter) an bis zum Boden in 2600 Faden (4760 Meter) eine gleichmäßige Temperatur von 3.6°, d. i. immer noch höher als die Bodentemperatur gleicher Tiefe im großen Ocean. Die Temperaturmessungen auf dem Dampfer «Blake» ergaben im Karibischen Meere wie im mexicanischen Meerbusen eine konstante Temperatur von 4.4° bis 4.2° von 750—3000 Faden (1370—5500 Meter). Dagegen war jenseits des unterseeischen Rückens, der Cuba mit Haiti verbindet (und der nur eine Maximaltiefe von 800 Faden [1460 Meter] hat), im atlantischen Ocean draußen die Bodentemperatur in 2000 Faden (3600 Meter) 2.5 bis 2.7° C. Die südlichen norwegischen Fjorde haben bis zu ihren größten Tiefen eine Temperatur von 6° und noch in Finnmarken von 3° C., weil die der Küste vorgelagerten Bänke nur der warmen Strömung, nicht aber dem Eismeerwasser Zutritt gestatten.

Diese relativ hohen Bodentemperaturen in mehr oder minder von der freien Kommunikation mit den Oceanen abgeschlossenen Meeren werfen ein Licht auf die Ursache der niedrigen Bodentemperaturen der Oceane und auf den Ursprung der mächtigen kalten Wasserschichten derselben.

4. Ursachen der vertikalen Temperaturverteilung in den Meeren. In den tieferen Becken von Süßwasserseeen in Gegenden, wo die Temperatur lange genug unter 4° bleibt, findet man am Grunde eine Temperatur von nahe 4°, entsprechend der Maximaldichte des Süßwassers. In den Alpenseeen schwankt die Bodentemperatur zwischen 4° und 8° C. unter dem Einflusse der Bodenwärme, der Zuflüsse u. s. w. Die Sommerwärme macht sich nur bis circa 100 Meter bemerkbar, weil das erwärmte leichtere Wasser oben bleibt; die Winterkälte hingegen wirkt auf alle Schichten bis zum Grunde. In Salzwasserbecken kann die Bodentemperatur bis zu —2° bis —3° C. sinken, wenn die Wintertemperatur hinlänglich strenge ist. So fand Horner im ochotskischen Meere im August eine Oberflächentemperatur von 8°, in 60 Faden schon —1.8° und in 110 Faden (200 Meter) —1.9°. Dies ist auch das Verhältnis in den Eismeeren. In wärmeren Klimaten wird man am Grunde von tiefen Seeen eine Temperatur antreffen, die der Winter-Temperatur nahekommt, oder überhaupt jene niedrigste mittlere Temperatur, welche lange genug auf die Oberfläche gewirkt hat, um imstande zu sein, durch das fortgesetzte Niedersinken der obersten Schichten endlich die ganze Masse Wasser bis zum Grunde auf diesen Grad abzukühlen. Je größer die Tiefe, desto höher ist die Bodentemperatur unter übrigens gleichen Umständen.

Während so die Abkühlung auf alle Schichten wirkt, ist die Erwärmung von viel beschränkterem Einfluss. Sie kann aber in Salzwasser tiefer eindringen als in Süßwasser. Indem das Wasser der Oberfläche verdunstet, das Salz desselben aber zurückbleibt, werden die obersten Schichten salzhaltiger und dichter und sinken bis zu einer gewissen Tiefe, die Wärme der Oberfläche derselben mitteilend. Die höhere Temperatur der Oberfläche kann also in Salzwasser durch vertikale Bewegungen in größere Tiefen geführt werden, als die direkte erwärmende Wirkung der Insolation reicht. Besonders wirksam muss diese Wärmefortführung in die Tiefe in der mittleren Passatregion sein, wo die Verdunstung sehr stark und die Temperatur noch ziemlich hoch ist. Ja, so paradox es anfänglich klingt, auch die Zunahme der Winterkälte vom Äquator gegen die höheren Breiten kann der Erwärmung der tieferen Schichten zugute kommen, denn sie bringt auch jene salzreicheren Oberflächenschichten zum Niedersinken, die wegen der höheren Temperatur im Sommer sich noch an der Oberfläche hielten. Dies kann einer der Gründe sein, warum wir die Wärme zu beiden Seiten des Äquators in tiefere Schichten eindringen sehen, als am Äquator selbst, wo zugleich die Verdunstung schwächer und das Wasser weniger salzhaltig ist.*)

Würde nun aber ein äquatorialer Ocean ganz von seitlichen Zuflüssen abgeschnitten, also rings von Land umgeben sein, so müsste mit der Zeit die Oberflächenwärme sich durch Leitung allmählich bis zum Boden fortpflanzen und wir müssten von oben bis unten eine fast konstante Temperatur von 24—26° C. antreffen, wie es ja beim roten Meere nahezu der Fall ist. Die niedrige Temperatur, die wir im Gegenteile in der Tiefe der offenen Oceane beobachten, kann demnach nur eine von außen herbeigeführte sein, und es liegt nahe, sie in dem Zuströmen des kalten Wassers der Polarmeere zu suchen. Dies haben auch schon Humboldt und Arago angenommen und d'Urville erklärte (1833) die überraschend niedrige Temperatur in großen Tiefen der Tropenmeere durch einen äußerst langsamen, aber in Masse vor sich gehenden Zufluss des Wassers höherer Breiten gegen den Äquator, wo das Wasser durch Verdunstung oberflächlich beständig vermindert wird und das kalte tiefere zu dessen Ersatz aufsteigt.

Alle neueren Beobachtungen haben nur dazu gedient, diese Ansichten zu bekräftigen, ja zur Gewissheit zu erheben. Die bis jetzt bekannt gewordenen Verhältnisse der Verteilung der Bodentemperaturen in den Oceanen weisen direkt darauf hin, dass sie durch den Zufluss polarer Wassermassen bedingt sind. Je freier die unterseeische Verbindung eines oceanischen Beckens mit dem Polarmeer ist, desto niedriger ist auch seine Bodentemperatur. Das nördliche Polarmeer, das nur

*) Buchanan meinte schließen zu dürfen, dass durch diesen Prozess zwischen 20 und 40 Grad Breite eine Wärmezufuhr bis zu 500 Faden, über 900 Meter, Tiefe stattfinden könnte. Bis zu dieser Tiefe nimmt das specifische Gewicht (bei 15.5 C.) im Sommer ab, von da bis zum Boden bleibt es mehr konstant.

durch wenig tiefe Kanäle mit dem atlantischen Ocean in Verbindung steht, vom pacifischen Ocean durch die seichte Beringsstraße geradezu abgeschlossen ist, hat geringeren Einfluss auf die Temperatur der angrenzenden Oceane, wie die relativ hohe Bodentemperatur im nördlichen atlantischen Ocean zeigt. Hingegen sprechen die außerordentlich niedrigen Bodentemperaturen im westlichen Becken des südatlantischen Oceans und die Zunahme der Mächtigkeit der kalten Wasserschichten nach Süden hin dafür, dass der antarktische Ocean es ist, von dem die Hauptmasse des kalten Wassers herrührt, welches die Tiefen der Oceane einnimmt. (Siehe die Karten der Tiefen und der Verteilung der Bodentemperaturen im atlantischen Ocean.) Wenn, wie die Beobachtungen ergeben haben, bei Fernando Noronha fast unter dem Äquator die Bodentemperatur in 42—4600 Meter nur 0.2° bis 0.4° C. ist, so kann das Wasser diese Temperatur nicht an Ort und Stelle erworben haben, sie kann aber auch nicht von Norden her stammen, denn im ganzen nordatlantischen Ocean bis zum Eismeere hinauf findet sich nirgends eine so niedrige Bodentemperatur, sie kann also nur vom antarktischen Ocean herrühren und es muss ein beständiger Wasserzufluss stattfinden, sonst würde die Temperatur durch Wärmeleitung allmählich steigen.*) Diese Bewegung des kalten Wassers der Tiefen verrät sich auch dadurch, dass über Untiefen und in der Nähe von Inseln und Küsten die Isothermobathen sich der Oberfläche nähern, d. h. die kalten Wasserschichten emporsteigen. Die raschere Wärmeabnahme mit der Tiefe gibt so das Vorhandensein einer Untiefe oder die Nähe einer Küste zu erkennen, so dass für den Seefahrer in manchen Fällen fleißige Beobachtungen der Wassertemperatur zur Orientierung sehr wertvoll sein können (thermometrische Schiffahrt). An den nördlichen Küsten des indischen Oceans zeigt sich ein auffallendes Ansteigen der Isothermobathen, was man dahin gedeutet hat, dass der Zufluss kalten antarktischen Wassers, hier seine Grenze findend, langsam emporsteigt.

Den deutlichsten Hinweis aber darauf, dass die Kälte der großen oceanischen Tiefen aus den Polarmeeren stammt, liefert die vertikale Temperaturverteilung in ganz oder theilweise abgeschlossenen Binnenmeeren, namentlich aber im Mittelmeere. Den Gegensatz, der in dieser Beziehung zwischen dem atlantischen Ocean und dem Mittelmeere besteht, zeigt die folgende Figur 73.

Die Meerenge zwischen Gibraltar und Ceuta ist circa 900 Meter tief, wird aber nach Westen hin seichter und zwischen Kap Trafalgar und Kap Spartel findet sich ein submariner Rücken, der durchschnittlich nur 220 Meter unter der Oberfläche liegt, bloß einige Passagen erreichen 370 Meter Tiefe. Das Mittelmeer ist also vom atlantischen Ocean so gut wie abgeschlossen und die Temperaturvertheilung ist durch das lokale

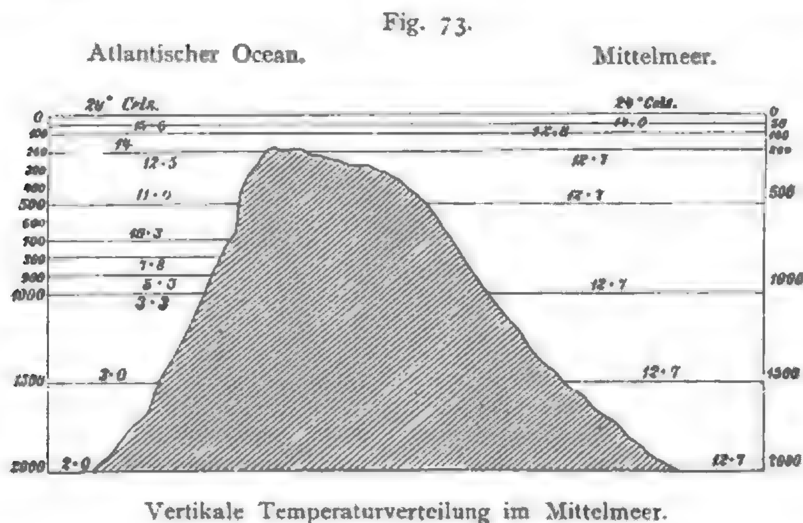
*) Sehr lehrreich ist in dieser Beziehung die Karte der Temperaturverteilung im atlantischen Ocean in 800—1200 Meter Tiefe in dem von der deutschen Seewarte herausgegebenen Atlas des atlantischen Oceans, Blatt 3.

Klima bedingt. Es herrscht daher am Grunde keine größere Kälte, als der mittleren Temperatur der Wintermonate entspricht.

Figur 73 zeigt nun den großen Kontrast in der vertikalen Temperaturverteilung, der hierdurch zwischen Mittelmeer und dem atlantischen Ocean entsteht, welch letzterer durch die freie Kommunikation mit den Polarmeeren eine Bodentemperatur von bloß 2° C. hat.

Denken wir uns aber den Querriegel, der das Mittelmeer vom atlantischen Ocean trennt, bis zu 700 Faden 1300 Meter abgetragen, so müsste sich das kältere Wasser des letzteren bis zu dieser Tiefe ins Mittelmeer ergießen, und die Folge davon würde sein, dass die vertikale Temperaturverteilung in beiden Meeren eine ähnliche würde bis zur submarinen Isotherme von 10°, von da ab würden wir im Mittelmeere dann eine konstante Temperatur von circa 10° bis zum Grunde antreffen, es würde also die Bodentemperatur um 2.5° erniedrigt werden.

Fig. 73.



Vertikale Temperaturverteilung im Mittelmeer.

Einen analogen Fall haben wir in der Sulu-See, deren Temperaturverteilung Seite 266 mitgeteilt und auf einer Tafel dargestellt ist. Würde die Verbindung zwischen dem atlantischen Ocean und dem Mittelmeere bis zu 1000 Faden vertieft, so könnte die Bodentemperatur des letzteren bis auf 3.°3 C. sinken, ähnlich wie die in der Celebes-See. Kurz, wir sehen, dass die Bodentemperatur der Meere in gemäßigten und tropischen Breiten abhängig ist von dem Grad der Verbindung mit den allgemeinen oceanischen Tiefen, die Höhe der Barrièren bestimmt den Grad der Tiefentemperatur, und umgekehrt kann man aus der Bodentemperatur wieder auf die Höhe der unterseeischen Querriegel schließen, die einen Meeresteil von den großen Tiefen der Oceane abtrennen. So verhindert ein unterseeischer Rücken von 2000 Faden (3700 Meter) Tiefe zwischen Tristan d'Acunha, Ascension und St. Paul, dass die niedrigen Boden-Temperaturen des westlichen Beckens des südlichen atlantischen Oceans (nahe dem Gefrierpunkt bis gegen den Äquator hinauf) in das östliche Becken und in den nordatlantischen Ocean vordringen. Das genannte

tiefe westliche Becken stellt eine vorgestreckte Zunge des antarktischen Bassins vor, welche sich unter 40° und 30° südlicher Breite auch gegen Südafrika hin erstreckt. (Siehe die Tafel der Tiefen und Bodentemperaturen des atlantischen Oceans.)

Die Fortbewegung der kalten Wassermassen der höheren Breiten, von welchen die antarktischen weitaus die Hauptrolle spielen, darf man aber nicht als Strömungen im gewöhnlichen Sinne vorstellen, sondern nur als ein überaus langsames aber stetiges Vordringen derselben in niedrigere Breiten. Denn die vorliegenden Beobachtungen weisen auf kaum merkliche Differenzen des specifischen Gewichtes in den großen Tiefen der Oceane hin, es hören ja auch unter 1500—1800 Meter die Temperaturunterschiede nahezu auf, und der Salzgehalt der Polarmeere kann selbst in diesen Tiefen wohl nicht größer sein, als jener der Tropenmeere. Es sind also keine nachweisbaren Kräfte vorhanden, welche wirkliche Strömungen in großen Tiefen erzeugen könnten.

Die rasche Abnahme der Temperatur mit der Tiefe in der Äquatorialregion des atlantischen Oceans hat man zumeist als ein Aufsteigen des kalten Wassers der Tiefe gedeutet. Die Passatwinde, indem sie das warme Wasser vor sich hertreiben und, wie wir sehen werden, endlich in höhere Breiten hinaufdrängen, entfernen beständig Wasser von der Oberfläche der Tropenmeere, zu dessen Ersatz teilweise das kalte Wasser von unten langsam an die Oberfläche emporsteigt. Im pacifischen Ocean scheint dies weniger der Fall zu sein, denn die Annäherung des kalten Wassers an die Oberfläche im äquatorialen Gürtel ist daselbst nicht so ausgesprochen als im atlantischen Ocean.

Von großem Interesse ist die Verteilung der Temperatur und der Salinität in vertikaler Richtung im schwarzen Meere und in der Ostsee, indem dieselben den Oceanen gegenüber ganz besondere Eigentümlichkeiten aufweisen, welche sich in anderen gleichfalls abgeschlossenen Meeresbecken, wie z. B. dem Mittelmeere, nicht vorfinden. Diese Eigentümlichkeiten sind in ihrem geringen Salzgehalt begründet, bei gleichzeitigem Vorhandensein eines unterseeischen Zuflusses stärker salzhaltigen Wassers aus dem Mittelmeere oder dem Ocean.

Das schwarze Meer hat in seinem mittleren Teile eine Tiefe von mehr als 1200 Faden oder 2200 Meter. Die russischen Untersuchungen im Sommer 1890 ergaben im Mittel für die größeren Tiefen folgende Verteilung der Temperatur und der Dichte (Salzgehalt):

Tiefe . . .	0	25	50	75	100	200	1800	2200 Meter.
Temperatur .	23.2	11.6	7.2	7.4	8.0	8.9	9.0	9.3
Dichte*) . .	136	138	142	148	153	164	172	—

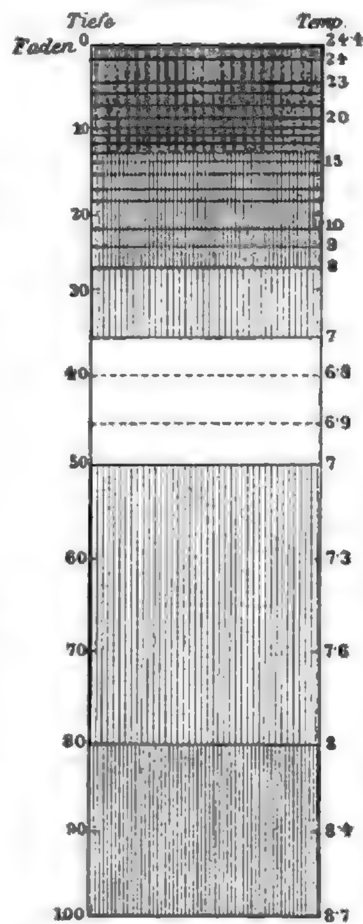
*) Zu verstehen 1.0136; 1.0138 etc. Wahrscheinlich sind die Dichten auf 17.5° bezogen, wo dann der Salzgehalt an der Oberfläche 1.8 und in 1800 Meter circa 2.3% wäre.

Hier finden wir also eine kalte mittlere Schicht (im Sommer) zwischen wärmeren Schichten oben und in größeren Tiefen. Die Temperatur in 30 Faden = 55 Meter Tiefe von 7.2° C. ist etwa gleich der Winter-Temperatur von Jalta und Noworossijsk und weist darauf hin, dass wir in dieser kalten Zwischenschichte das im Winter an der Oberfläche erkaltete Wasser vor uns haben. Warum sinkt es aber nicht tiefer und bis zum Grunde, wie dies im Mittelmeere z. B. der Fall ist? Dies verhindert der geringe Salzgehalt des Wassers der Oberfläche und das salzreiche, aus dem ägäischen Meere stammende Wasser der größeren Tiefe. Selbst durch die starke Abkühlung im Winter wird dieses salzärmere Wasser nicht dichter als das salzreichere in etwa 100 Meter Tiefe.

Derart wird die thermische vertikale Cirkulation des Wassers im schwarzen Meere auf die obersten Schichten beschränkt. Die jahreszeitliche Schwankung der Temperatur dürfte nur bis zu 90—100 Meter hinabreichen, während sie im westlichen Mittelmeere bis zu 350 Meter und im Genfersee bis 250 Meter reicht.

Die beistehende Figur 74 zeigt die vertikale Temperaturschichtung im Monate August; im Mai wurde das kalte Wasser noch in einer etwas höheren Schichte angetroffen, als wäre es bis zum August noch tiefer hinabgesunken.

Fig. 74.



Vertikale Temperaturschichtung im schwarzen Meere im Sommer.

Das wärmere und salzreichere Wasser aus dem Mittelmeere füllt stagnierend die größeren Tiefen des schwarzen Meeres aus. Da dasselbe nicht mehr durchlüftet wird, ist es arm an Sauerstoff und wird dagegen mit zunehmender Tiefe immer reicher an Schwefelwasserstoff. Schon das Wasser aus 140 Meter Tiefe verrät durch den Geruch seinen Gehalt an Schwefelwasserstoff; von 100 Faden = 180 Meter an wird dieses Gas so reichlich, dass es alles animalische Leben ausschließt*). Der Mangel an

*) Auch bei der letzten wissenschaftlichen Expedition wurde der Schwefelwasserstoffgehalt der tieferen Schichten bestätigt. Oberhalb 100 Faden wurde keine Spur davon gefunden, dagegen von da an fortwährend zunehmend mit der Tiefe. Es wurden im Liter Meerwasser folgende Quantitäten Schwefelwasserstoff in Kubikcentimetern gefunden:

Tiefe Faden	90	110	125	170	200	300	500
Schwefelwasserstoff	0	34	71	140	215	392	570

Nach John Murray und R. Irving, welche die chemische Wechselwirkung zwischen dem Meerwasser und den oceanischen Ablagerungen untersucht haben, ist der Vorgang, dem der Schwefelwasserstoffgehalt des schwarzen Meeres seinen Ursprung verdankt, derselbe, durch welchen

Sauerstoff und die Abwesenheit animalischen Lebens lässt die abgestorbenen tierischen und pflanzlichen Reste, die von oben und von den Flüssen auf den Boden gelangen, sich dort anhäufen, während sie sonst rasch schon früher oxidiert oder durch Organismen zerstört werden.*)

Genauer untersucht als das schwarze Meer ist die Ostsee namentlich durch die schwedischen und zum Teil deutschen Forschungen. O. Pettersson in Stockholm hat jüngst eine sehr lehrreiche, durch zahlreiche, äußerst instruktive Diagramme erläuterte Übersicht der bisherigen Resultate dieser Untersuchungen geliefert.**)

Die Ostsee ist ein sehr seichtes und brackisches Meer, aber die größeren Tiefen desselben sind ebenso wie beim schwarzen Meere von einer stagnierenden salzreicheren Wassermasse eingenommen, die aus der Nordsee stammt. Die nachstehende Figur 75 zeigt den eingehenden salzreicheren und wärmeren Strom, und gleicherweise den weniger salzreichen und kälteren ausgehenden Strom in dem Querschnitt zwischen der Südküste von Schweden und Arkona auf Rügen. Die eingehende schwerere Strömung hält sich rechts, die ausgehende links. Die Isohaline (Linie gleichen Salzgehalts) von 1% oder 10 pro Mille grenzt die beiden Strömungen beiläufig von einander ab. In diesem Querschnitte sieht man auch die bemerkenswerte Temperaturschichtung: das warme Wasser (im Sommer) oben, dann eine Temperaturabnahme gegen die Tiefe, unten aber wieder eine wärmere, salzreichere Wasserschichte, wie im schwarzen Meere.***)

---

auch der blaue Schlamm auf dem Boden des Oceans entsteht, d. i. die Desoxidation der Sulfate des Meerwassers durch organische Substanz, nicht aber ist er, wie man früher meinte, der Zersetzung toter Organismen zuzuschreiben. In mäßiger Entfernung vom Ufer bildet sich auf ersterem Wege gewöhnlicher blauer Schlamm mit einem hohen Gehalt von Eisensulfiden. Im tiefen Wasser aber, fern von der Küste in Tiefen unter circa 200 Meter, wo der Sauerstoff schon aufgebraucht worden ist, findet der Schwefelwasserstoff nicht genug Eisen in den schwebenden Sinkstoffen, um sich als Eisensulfid *(FeS)* zu fixieren und bleibt deshalb frei in Lösung. Zu gleicher Zeit muss eine größere Quantität freier oder lose gebundener Kohlensäure im Wasser vorhanden sein als Resultat der Desoxidation der Sulfide des Seewassers durch organische Substanzen. In der That findet man im schwarzen Meere fern vom Lande reichliche Schlammablagerungen, die hauptsächlich aus kohlensaurem Kalk bestehen. In den offenen Oceanen dagegen können sich Sulfide nicht halten wegen des größeren Sauerstoffgehaltes des Wassers.

*) Wenn das schwarze Meer früher ein brackischer Binnensee war, wie jetzt das kaspische Meer, worauf manche Befunde hinweisen, so konnte dasselbe auch in den Tiefen eine Fauna wie das letztere haben, da durch die thermische vertikale Cirkulation des Wassers eine Durchlüftung desselben bis zum Grunde möglich war. Als aber, wie die Geologen annehmen, später am Ende der Glacialzeit die Wasser des Mittelmeeres durch den Bosporus Zugang fanden, wurde durch das Eindringen dieses stark salzhaltigen Wassers die vertikale Cirkulation auf die obersten Schichten beschränkt und die Tiefenfauna musste absterben.

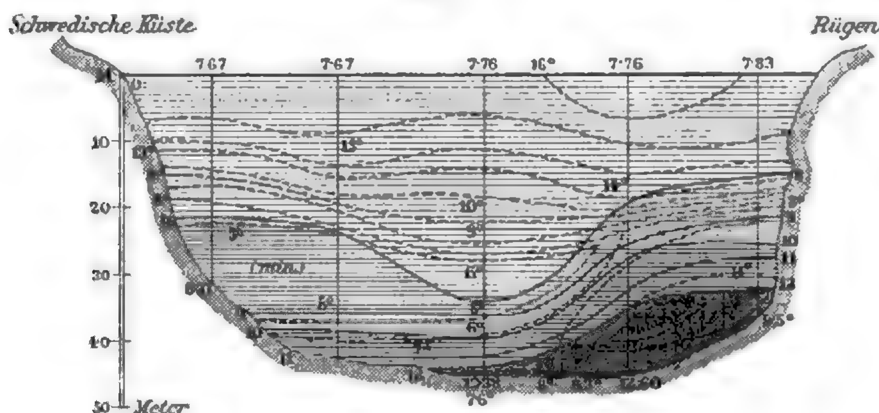
**) Scottisch Geographical-Magazine Vol. X 1894. Dann Krümmel in Peterm. G. Mitth. 1895.

***) Die punktierten Linien sind Isothermen, die voll ausgezogenen Linien Isohalinen. Die Zahlen ohne Gradzeichen bezeichnen den Salzgehalt per mille, die vertikalen Linien die Messungsstationen. Wir finden also z. B. links oben einen Salzgehalt von $7._{67}$ pro mille, am Grunde an dieser Stelle $8._{31}$ pro mille. Auf der rechten Seite am Grunde ist die Salinität $12._{38}$ und $12._{60}$. An der Oberfläche nimmt die Salinität von $7._{67}$ an der schwedischen Küste, bis auf $7._{83}$ an der Küste von Rügen zu.

Schärfer und regelmäßiger tritt diese Temperaturschichtung im mittleren baltischen Becken selbst auf. In der warmen Jahreszeit ist dieselbe folgende: Die Temperatur (an der Oberfläche 10—15° etwa) nimmt zuerst ab und erreicht in etwa 30 Meter Tiefe ein Minimum von 2° oder 1.5°. Diese kalte Schichte (mittlere Tiefe bei 50 Meter) reicht in den tieferen Stellen etwa bis zu 60—80 Meter, dann nimmt die Temperatur wieder etwas zu und bleibt konstant bis zum Grunde. Diese konstante Boden-Temperatur ist $3^1/_2$ bis $2^1/_2$°, je nach den Meeresteilen. Das Oberflächenwasser ist im Sommer bis zu 15—25 Meter ziemlich gleichmäßig durchwärmt, dann folgt rasch eine kältere Schichte, ein Temperatursprung (**Sprungschichte**).

Die untere Grenze der kältesten Schichte fällt zusammen mit der Isohaline von 0.8 bis 0.9%. Oberhalb derselben hat das Wasser zwar

Fig. 75.



eine ungleichförmige Temperatur, aber einen ganz gleichförmigen Salzgehalt von 0.7 bis 0.8%. Unterhalb ist die Temperatur konstant, aber der Salzgehalt nimmt mit der Tiefe noch zu bis auf 1 und 1.2% (in den tieferen Schichten bis auf 1.4 und 1.6%). Diese untere, wärmere, salzreichere Schichte stagniert offenbar, denn sie zeichnet sich aus durch geringeren Sauerstoffgehalt, dagegen reichlichen Kohlensäuregehalt; Schwefelwasserstoff hat man aber hier nicht gefunden. Die obere Schichte zeigt gleichförmigen normalen Sauerstoffgehalt*), was auf eine zureichende vertikale Cirkulation desselben hinweist.

Die Ursache dieser interessanten Befunde ist leicht einzusehen. Die jahreszeitlichen Temperaturänderungen des Oberflächenwassers können sich nur durch vertikale Cirkulationsströmungen in größere Tiefen fortpflanzen**), und es ist natürlich die Winterkälte, welche das Oberflächen-Wasser zum Hinabsinken in die Tiefe zwingt, wofür dann das

*) Das Oberflächenwasser ist sogar zuweilen mit Sauerstoff übersättigt, wie auch oft das arktische Meereswasser, was Pettersson und Cleve den Diatomeen und Algen zuschreiben.

**) Nach Professor Lundquist kann die Jahresschwankung der Temperatur infolge bloßer Wärmeleitung sich nur bis zu wenigen Metern in die Tiefe erstrecken.

Wasser tieferer Schichten an die Oberfläche aufsteigen muss. Bei einem Salzgehalt von 0.8 bis 0.9 % liegt das Dichtigkeitsmaximum über dem Gefrierpunkt, aber unter 4° C. Dieses Hinabsinken findet seine Grenze dort, wo das tiefere Wasser trotz höherer Temperatur wegen des größeren Salzgehaltes dichter ist als das salzärmere erkaltete Oberflächenwasser.

Im eigentlichen baltischen Meere tritt dies ein, sobald das hinabsinkende Wasser die «Isohaline» von 0.9 % trifft. An dieser findet die vertikale thermische Cirkulation eine Grenze, das ist etwa bei 60 Meter Tiefe. Das Wasser unterhalb stagniert, ist sauerstoffarm, aber kohlensäurereich, das darüber befindliche Wasser hat gleichförmigen Salz- und Luftgehalt. Sehr schön zeigen dies die folgenden Beobachtungen in der Tiefe östlich von Gotland (April 1893, nach Krümmel):

Tiefe	15	30	60	100	Meter.
Salzgehalt . .	7.5	7.5	7.6	10.3	pro Mille.
Temperatur .	1.6	1.6	0.8	3.6°	Celsius.
Stickstoff . .	18.4	18.3	18.3	16.4	*cc* pro Liter.
Sauerstoff . .	34.4	34.0	33.2	19.5	Procent.
Kohlensäure .	32.1	32.0	32.4	36.1	*cc* pro Liter.

Da das Quantum Luft (namentlich Stickstoff) im Seewasser allein abhängt von der Temperatur und dem Luftdrucke, unter dem es aufgenommen worden ist, so kann man berechnen, dass das Wasser in 15, 30 und 60 Meter Tiefe den Betrag von 18 *cc N* bei —0.5°, also im Winter aufgenommen hat und damit bis zu 60 Meter Tiefe hinabgesunken ist; 16 *cc* entsprechen schon einer Temperatur von 3°. Bis zu 60 Meter reicht die gut gemischte Oberflächenschichte mit normalem Luftgehalt, unterhalb herrscht Mangel an Sauerstoff und Überschuss an Kohlensäure.

In der bottnischen See (zwischen den Alands-Inseln und den Quarken) bildet schon die Isohaline von 0.6% die Grenze, bis zu welcher das oberflächlich abgekühlte Wasser hinabsinken kann, und im bottnischen Golfe oben, wo der Salzgehalt des Bodenwassers bloß 0.4% oder weniger beträgt, wurde die Minimumtemperatur am Meeresboden selbst gefunden.

Meeresströmungen. Die Untersuchung der Temperaturvertteilung in den Oceanen hat uns von selbst auf die Betrachtung der Meeresströmungen hingeführt, denen wir uns nun näher zuwenden müssen, indem wir vorerst die festgestellten Thatsachen vorführen wollen und daran die Versuche ihrer Erklärung anschließen.

Die Erkennung von Strömungen auf offenem Meere ist durchaus keine einfache Sache, denn sie verraten sich nur durch die Schiffsversetzung, d. i. die Differenz zwischen der nach der Logrechnung und der nach astronomischen Beobachtungen bestimmten Position, wobei die Fehler der Logrechnung, welche bis zu 5 Seemeilen pro Tag erreichen können, dann auch auf Rechnung der Strömungen kommen. Noch schwieriger ist es, die unterseeischen Strömungen nachzuweisen und deren Richtung und Geschwindigkeit zu bestimmen.


LINIEN GLEICHER ABSOLUTER
JAHRESSCHWANKUNG DER TEMPERATUR
STRÖMUNGEN IM NORDSOMMER
ÜBERSICHT DER
MEERESSTRÖMUNGEN IM NORDWINTER

Man hat zu Anfang dieses Jahrhunderts zuerst Versuche gemacht, durch Auswerfen von Flaschen, die mit Datum und Ort des Aussetzens versehen waren, die Kenntnis der Meeresströmungen zu fördern. Werden solche Flaschen wieder aufgefunden, so geben sie allerdings einige Andeutungen über Strömungen, die sie hierher geführt, und man hat Karten konstruiert, auf welchen solche Flaschenreisen, d. h. Ort des Aussetzens und der Wiederauffindung, eingetragen sind. Da man aber dabei im Unsicheren bleibt, auf welchem Wege die Flasche ihre Reise zurückgelegt hat, so sind vielerlei Missverständnisse und Irrtümer möglich. Auch natürliche Treibprodukte geben Andeutung über Vorhandensein von Strömungen. So ist bekannt, dass an die norwegische Westküste häufig Treibprodukte aus dem mexicanischen Golfe ausgeworfen werden. Später gab das Thermometer und endlich auch das Aräometer ein viel sichereres Mittel zur Erkennung von Strömungen und zur Verfolgung des Laufes derselben. Franklin war es, der hiezu den Weg gezeigt, indem er auf seinen Fahrten nach England und zurück zu Ende des vorigen Jahrhunderts mittels des Thermometers den warmen Golfstrom erkannte und zur Abkürzung der Fahrten zu benützen verstand.

Unsere Kenntnis der Meeresströmungen ist durchaus nicht so bestimmt, wie die Karten derselben, die natürlich generalisieren müssen und die mit festen sicheren Kontouren die Ufer der «Meeresflüsse» abgrenzen, den Anschein erwecken könnten. Karten, welche nur die Beobachtungen enthalten, zerstören sogleich dieses bestimmte Bild und zeigen das Schwankende und Unsichere der Meeresbewegungen, sowie, dass es nur wenige Strömungen gibt, die mit einem «Fluss im Meere» *(stream current)* verglichen werden dürfen (so vornehmlich der Golfstrom bis gegen die Bänke von Neufundland und der japanische Strom). Die anderen von den Jahreszeiten und herrschenden Winden nach Ausdehnung und Geschwindigkeit direkt abhängigen Strömungen nennt man meist Driftströmungen *(drift current)*.

Die diesem Buche beigegebene Karte «Übersicht der Meeresströmungen» ist von Prof. O. Krümmel entworfen, dem Verfasser des «Handbuches der Oceanographie».

Eine der wichtigsten und bekanntesten Strömungen ist die Äquatorial-Strömung, die im atlantischen und im großen Ocean circa zwischen 20° nördlicher und 10° südlicher Breite das Wasser beständig von Ost nach West fortführt. Im indischen Ocean ist sie nur südlich vom Äquator entwickelt, nördlich davon wechseln die Strömungen mit den entgegengesetzten Monsunen.

Im atlantischen wie im pacifischen und indischen Ocean befindet sich in der Äquatorialregion selbst, im Gürtel der Kalmen und variablen Winde, bemerkenswerter Weise eine rücklaufende, von West nach Ost gerichtete Strömung. Im atlantischen Ocean heißt sie der Guineastrom. Derselbe verbreitert sich nach Ost, indem er in die Bucht von Guinea einströmt, und nimmt seinen Anfang im Februar unter 25° westlicher Länge

und 8° nördlicher Breite, im August viel weiter nach Westen unter 45° westlicher Länge und 7° nördlicher Breite. Seine Breite beträgt unter 20° westlicher Länge im Februar bloß 3 Grade (2—5° nördlicher Breite), im August 9 Grade (3—12° nördlicher Breite). Die mittlere Geschwindigkeit ist 15 Seemeilen pro Tag.*)

Die Geschwindigkeit der atlantischen Äquatorialströmung ist am größten zwischen dem Äquator und 2° nördlicher Breite (20.3 Seemeilen pro Tag). Die südliche Äquatorialströmung hat 16 Meilen mittlere Geschwindigkeit, die nördliche kaum 14 Meilen.

Die Äquatorialströmung des großen Ocean liegt gleichfalls zwischen etwa 10° südlicher Breite und 20° nördlicher Breite im Gebiete der Passatgürtel, die schmale aber kräftige Gegenströmung nimmt ungefähr den Raum zwischen 11—5° nördlicher Breite ein. W. Thomson, der die Äquatorialströmung beiläufig unter 150° westlicher Länge kreuzte, sagt: In der Äquatorialregion zwischen 10° nördlicher und 10° südlicher Breite befindet sich eine circa 150 Meter mächtige Wasserschichte**), deren Temperatur im allgemeinen über 25° Celsius liegt, und diese ganze Wassermasse, mit Ausnahme des schmalen Bandes der Gegenströmung, bewegt sich westwärts mit einer Geschwindigkeit von 40—70 Seemeilen pro Tag (1—1½ Meter pro Sekunde).***)

Da der Zusammenhang der Oceane durch die Kontinente von Amerika und Afrika und die Untiefen des hinterasiatischen Inselmeeres unterbrochen ist, wird der Äquatorialstrom, wo er im Westen auf das Festland stößt, in zwei Arme geteilt, von denen der eine in die nördliche, der andere in die südliche Hemisphäre zurückfließt und welche die Ausgangspunkte der großen Warmwasserströme werden, die sich in höhere Breiten ergießen.

Im indischen Ocean läuft die warme Strömung an der Ostküste von Afrika südwärts durch den Mozambique-Kanal (daher Mozambique-Strom) bis zum Südkap Afrikas, Kap Agulhas (Agulhas-Strom), wo sie umbiegt und wieder nach Osten zurückfließt und vielleicht in der Gegend der Kerguelen-Inseln dem Südpol zuströmt.

Im großen Ocean fließt ein warmer Strom an der Insel Formosa vorüber der Ostküste von Japan entlang, der Kuro schio oder blaue Strom, (wegen seiner tiefblauen Färbung so genannt) zum Teil gegen die

*) 1 Seemeile pro Tag = 0.077 Kilometer pro Stunde oder 0.0215 Meter pro Sekunde; 1 Seemeile pro Stunde = 0.515 Meter pro Sekunde.

**) Makarof und Krümmel geben derselben eine Mächtigkeit von wenig über 200 Meter.

***) Der Challenger kreuzte dieselbe auf der Route von Tahiti nach Hawaii. Zwischen 5° und 10° n. B. gab es zwei Streifen mit größerer west-östlicher Geschwindigkeit von etwa 54 Seemeilen pro Tag. Dieses stark bewegte Wasser hatte einen bemerkenswert niedrigen Salzgehalt. Dieser geringe Salzgehalt verhindert wie schon oben erläutert worden ist, das Niedersinken des Oberflächenwassers und damit das Eindringen der Wärme in größere Tiefen. So wurde hier eine Temperatur von 15½° schon in 90 Meter Tiefe gefunden, nördlich und südlich davon erst bei nahe 200 Meter Tiefe.

Beringstraße hinauf, die aber zu seicht ist, um einer mächtigen Strömung Raum zu gewähren; dem Golfstrom gegenüber ist er breiter und bewegt sich langsamer. Der größere Teil des Kuro schio strömt, durch die Erdrotation immer mehr nach Ost abgelenkt, nach den amerikanischen Küsten hinüber und fließt längs der californischen Küste wieder nach Süden in den Äquatorialstrom zurück, den großen Kreislauf vollendend. Der südliche Zweig des Äquatorialstromes fließt an den Ostküsten von Australien und Neuseeland südwärts und mündet in die Driftströmung der vorherrschenden Westwinde der außertropischen Breiten.

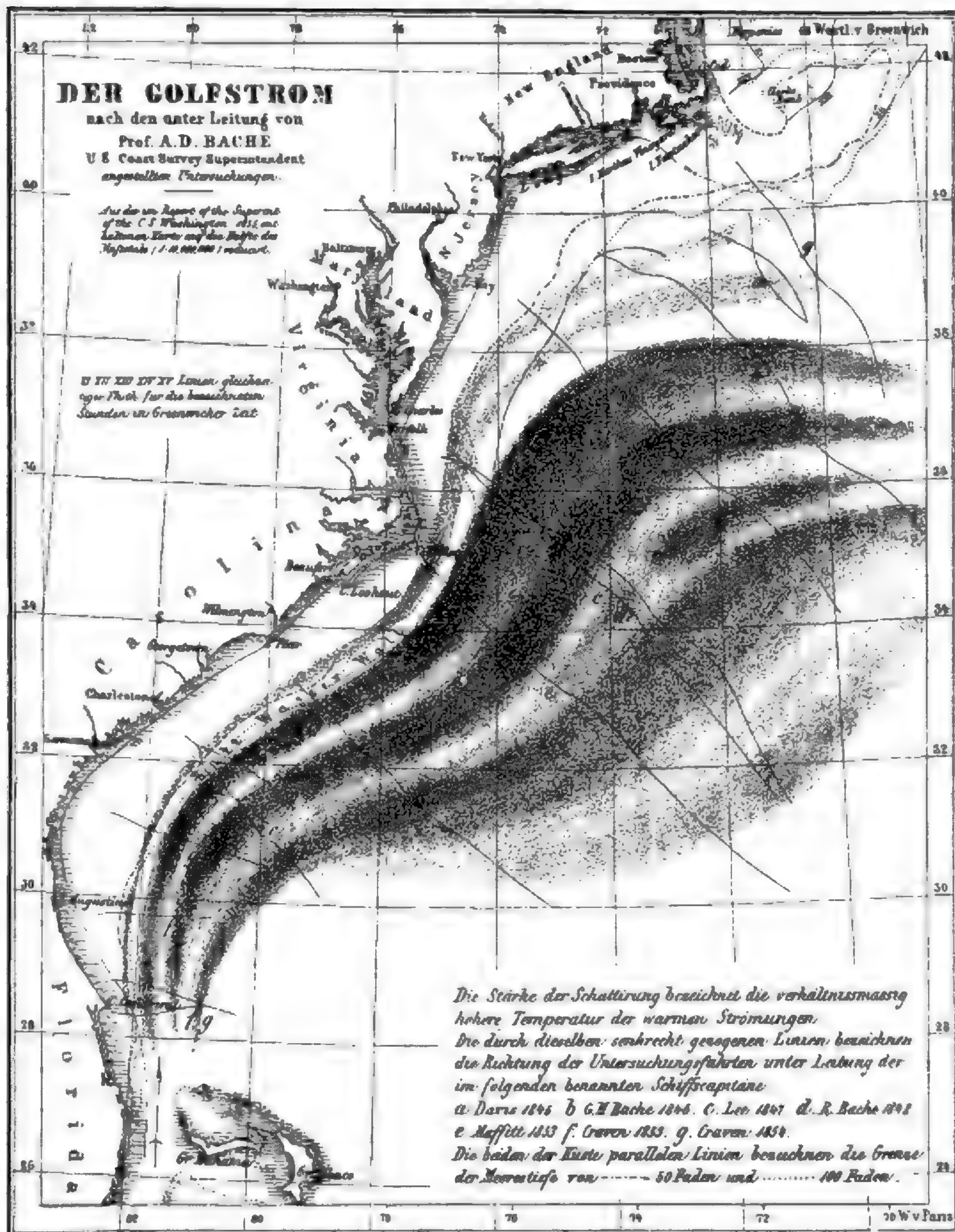
Im atlantischen Ocean endlich dringt ein Teil der großen Westströmung in das amerikanische Mittelmeer ein, aus welchem er durch die Straße von Florida als der berühmteste und mächtigste Warmwasserstrom, der Golfstrom, sich in das nordatlantische Becken ergießt. Der größere Teil des abgelenkten Äquatorialstroms setzt aber seinen Weg außerhalb (auf der Nordseite) der Antillen fort; man hat diese den Golfstrom gleichfalls nährende Strömung den Antillenstrom genannt. Der schwächere südliche Zweig geht an der Ostküste von Amerika entlang nach Süden als brasilianische Strömung, biegt unter 40—45° südlicher Breite nach Osten um und fließt später als kühle Strömung wieder in niedrigere Breiten zurück.

Der Golfstrom. Verfolgen wir nun den Verlauf des Golfstromes im nordatlantischen Ocean etwas näher. Als schmaler reißender (im Maximum) bis zu 30° Celsius warmer Strom verlässt er die Straße von Florida, fließt an den Küsten der Union nordwärts und biegt dann, immer breiter werdend, bei den Bänken von Nantucket unter 40° nördlicher Breite nach Osten um und vollendet den großen Kreislauf, indem er zwischen den azorischen Inseln und Spanien wieder südwärts in den Äquatorialstrom zurückfließt. Von der Straße von Florida bis zu den Küsten von Europa läuft das Golfstromwasser etwa $5\frac{1}{2}$ Monate, und Humboldt hat (nach älteren Daten) berechnet, dass der ganze Umfang des Wirbels, von der Straße von Florida wieder zurück in den mexikanischen Busen, in 2 Jahren und 10 Monaten zurückgelegt wird. In der Mitte dieses Wirbels liegt eine ruhige See, in welcher sich die losgerissenen Tange (Sargassum bacciferum) örtlich anhäufen und die unter dem Namen Sargassomeer, Krautsee, bekannt ist. Eine ähnliche ruhige Meeresfläche befindet sich in der Mitte der Kreisströmung im nordpacifischen Becken. Die Figur 76 stellt nach den älteren Beobachtungen der amerikanischen Küstenvermessung die Gestalt der warmen Strömung dar, namentlich deren fächerartige Ausbreitung nach Norden.

Die mittlere Geschwindigkeit des Golfstromes zwischen den Bahama-Inseln und Florida wird zu 72 Seemeilen pro Tag angegeben, und an der Küste der Vereinigten Staaten durchschnittlich zu 48—60 Meilen. Sie ist daselbst am größten auf der linken Seite, wo der Golfstrom von dem kalten von Norden kommenden Küstenstrom begrenzt ist. Später

nimmt die Geschwindigkeit ziemlich rasch ab, sowie die Strömung nach Osten umbiegt. Die Breite des Golfstromes beträgt in den Engen von Bemini über 37 Kilometer, unter 35° bei Cap Hatteras 520 Kilometer,

Fig. 76.



von 37°—40° an der Beuge 640 Kilometer; dies ist die ganze Breite samt den zwischenliegenden kalten Bändern, die äußere (rechte) Grenze ist aber sehr unbestimmt (siehe die Figur 76). Die mittlere Mächtigkeit des Stromes beträgt in den Engen 320 Meter, unterhalb findet sich

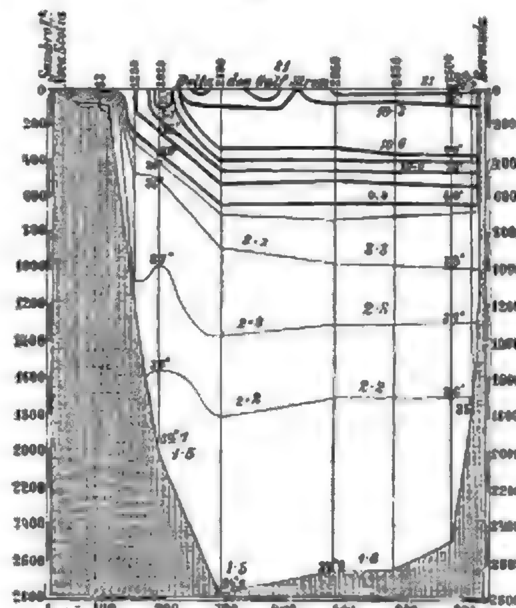
kälteres Wasser. Nimmt man die mittlere Oberflächentemperatur zu 26.5°, während die Temperatur in 320 Meter noch 15.5° Celsius beträgt, so hat diese Wassermasse von circa 40 Kilometer Breite und mehr als 300 Meter Mächtigkeit eine mittlere Temperatur von circa 21° Celsius.

Indem das kalte Wasser an der amerikanischen Küste empordrängt, ist die warme Strömung auf der rechten Seite tiefer als auf der linken (es liegt bei Florida die Isotherme von 10° auf der linken Seite in 280 Meter, auf der rechten erst in 480 Meter, in 1100 Meter ist die Temperatur schon auf 1.7° gesunken). Eine Übersicht der mittleren Temperatur im Golfstrom geben folgende Zahlen (nach Carpenter).

	Golf von Mexico	Florida-Kanal 26° N	Charleston 33°	Kap Hatteras 35°	SO v. Nantucket 40°	Südl. v. Neufundland
Winter . .	22.8	25.0	23.9	22.2	19.1	16.7
Sommer .	28.3	28.3	27.8	26.7	26.7	25.6
Jahr	25.7	26.7	26.0	24.0	22.0	20.6

Die Mächtigkeit dieser warmen Meeresströmung ist im späteren Teile ihres Verlaufes schon ziemlich gering. Nares fand östlich von Sandy Hook (Mai 1873) unter 40° den eigentlichen Golfstrom nur 110 Kilometer breit und 180 Meter tief, die Geschwindigkeit 3 Seemeilen per Stunde. Die Oberflächentemperatur war 24°, zwischen 180 und 280 Meter sank die Temperatur von 18° auf 13°, in 550 Meter war sie 8° und in 1100 Meter 4°. Südlich von Halifax teilt sich der Golfstrom deltaartig in mehrere Streifen und hört bei 30°—40° westlicher Länge als deutlich begrenzte Strömung auf. Das Wasser nimmt zum Teil eine südliche Richtung, ein anderer Teil geht mit der westlichen Driftströmung (6—24 See-Meilen pro Tag) nach Norden. Figur 77 zeigt diese Ausbreitung der warmen Meeresströmung, die darunter liegenden Schichten kalten Wassers, und das Emporsteigen derselben an der Küste der Vereinigten Staaten. (Die Tiefen in Faden, Länge in Seemeilen). Man hat vorgeschlagen, für den eigentlichen Golfstrom bis 40° westlicher Länge den Namen Floridastrom einzuführen und dessen vermeintliche direkte nordöstliche Fortsetzung gegen Europa Golfstrom zu nennen. Richtiger wird es sein, diese letztere Strömung als Golfstrom-Drift zu bezeichnen.

Fig. 77.



Vertikale Temperaturverteilung im Ocean zwischen Bermuda und Sandy Hook.

Die Golfströmung hat einige bemerkenswerte Eigenschaften, die sie wohl mit andern warmen Strömungen gemein hat. Wie beim Kuro schio unterscheidet sich das warme Wasser durch seine tiefblaue Färbung ganz deutlich von dem kälteren Wasser, durch das es seinen Weg nimmt, und der ganze Strom besteht eigentlich aus Bändern und Streifen von warmem Wasser, die 30—70 Kilometer breit sind und wieder durch kältere Streifen von einander getrennt werden, so dass er bei seiner allmählichen Ausbreitung Ähnlichkeit mit einem Fächer erhält, dessen Speichen die warmen Wasserstreifen vorstellen. Das Wasser des Golfstroms ist viel salzhaltiger als das seiner Umgebung, und nur die hohe Temperatur hindert das Wasser am Sinken. Von der amerikanischen Küste selbst wird er durch einen schmalen Streifen kalten Wassers geschieden, der sich scharf vom Golfstrom abgrenzt und von den Amerikanern «die kalte Mauer» genannt wurde (siehe Figur 76). Die warmen und kalten Bänder scheinen aber nicht immer deutlich vorhanden zu sein, Bartlett z. B. will sie bei seinen Temperaturmessungen (1879—80) nicht gefunden haben. Pillsbury ist geneigt, diese eigentümliche thermische Struktur des Golfstroms dem Einflusse der Flutwelle zuzuschreiben, welche die amerikanische Küste längs ihrer ganzen Erstreckung ziemlich gleichzeitig und rechtwinklig trifft. Indem dadurch das Wasser in eine Art oscillatorischer Bewegung kommt, parallel zur Richtung des Golfstromes, entstehen in demselben Verdünnungs- und Koncentrationsstreifen des warmen Oberflächenwassers. Gleichzeitig wird längs der Küste das kalte Unterwasser an die Oberfläche gedrängt.

Die mittlere Geschwindigkeit des Golfstroms in verschiedenen Tiefen an der engsten Stelle zwischen Florida und der großen Bahamabank*) (Fowey nach Rocks-Gunlay, unter 25½° NB, die Breite beträgt hier über 70 Kilometer) ist nach Pillsbury folgende:

Tiefe	6	27	55	120	240	Meter
Mittlere Geschw.	2.64	2.44	2.44	2.17	1.53	Seemeilen p. Stunde
in der Achse . .	3.16	3.06	3.18	2.95	2.20	„ „ „

Als mittlere Geschwindigkeit ist das Mittel von 6 Punkten im Querschnitte genommen, als Achse jene Sektion (2 d. i. 15 miles östlich von Fowey Rocks), welche im Durchschnitt die größte Geschwindigkeit aufweist. Die Wassermasse, welche durch den ganzen Querschnitt fließt, berechnet Pillsbury zu 90 Tausend Millionen Tonnen pro Stunde.

Die Geschwindigkeit des Golfstromes wurde in hohem Grade abhängig gefunden von zwei Momenten, von der Deklination des Mondes und von den Witterungszuständen. Erstere bedingt eine monatliche Variation, die sich aber hauptsächlich in einer Änderung der Lage der Achse stärkster Strömung äußert; bei größter nördlicher Deklination des Mondes liegt das Maximum der Geschwindigkeit auf der Westseite, bei der kleinsten Deklination mehr auf der rechten östlichen Seite. Auch die Temperatur

*) Diese Sektion ist in den zwei Jahren 1885 und 1886 am genauesten untersucht worden.

der Oberfläche schwankt dabei, im Mittel (Februar-Mai) 26.7°,*) (westliche Seite 27.1°, östliche 26.4°) nahm sie im ersteren Falle auf der westlichen Seite, im zweiten auf der östlichen Seite etwas ab.

Daneben besteht auch eine tägliche vom Monde abhängige Periode, deren Amplitude zeitweilig über 2 Knoten (Seemeilen) beträgt. In der Straße von Yukatan (mittlere Geschwindigkeit 50 Seemeilen) tritt das Maximum 10 Stunden vor dem oberen Meridiandurchgang des Mondes ein, bei Habana 9 Uhr 24 Minuten bei Fowey Rocks 9 Stunden vor demselben. In der Straße von Yukatan liegt die stärkste Strömung auf der Westseite der Straße, bei Fowey Rocks liegt die Stromachse 11 Seemeilen vom Lande, bei großer Deklination des Mondes aber und starkem Strome ist sie schon in 6.7 Seemeilen anzutreffen.

Die Witterungsverhältnisse haben den größten Einfluss auf die Geschwindigkeit der Strömung. Niedriger Luftdruck im Golf von Mexico und hoher Druck an der Ostküste der Vereinigten Staaten hemmen sie, die umgekehrte Druckverteilung steigert sie.

Der Golfstrom scheint seine größte Geschwindigkeit Ende August und Anfang September zu erreichen. Fast um dieselbe Zeit erreicht der Spiegel des Golfes von Mexico seinen höchsten Stand. Nach zweijährigen Registrierungen des Wasserstandes an 3 Punkten der Küste zwischen der Mississippimündung und Key West (Florida) steht der Wasserspiegel des Golfes daselbst im September und October um circa 20 Centimeter höher als im Januar und Februar (September + 10, October + 13 Centimeter; Januar — 10, Februar — 8 Centimeter). Es ist dies die Zeit, wo die Passate die größte Menge Wasser in das westliche caribische Meer hineintreiben. Die Geschwindigkeit des Golfstroms scheint also dem Wasserstande im Golfe von Mexico zu folgen.

Daneben existieren wohl auch noch Perioden besonders starker Entwicklung des Golfstroms, in Folge abnormal kräftiger Entwicklung der Passatströmung. Nach Rennell war der Golfstrom im Mai 1821 an derselben Stelle nur 300 Kilometer breit, wo er im Mai 1820 über 500 Kilometer breit gefunden worden war.

Das System der Strömungen in den oceanischen Becken zwischen dem Äquator und circa 40° nördlicher und südlicher Breite lässt sich sonach in seinen allgemeinen Zügen kurz so darstellen. Bis zu circa 20° Breite herrscht die Äquatorialströmung, sie stösst in Westen an die Ostufer der Kontinente und wird nach Norden und Süden abgelenkt, und es gehen nun die Zweige dieser Strömung beiderseits in höhere Breiten. Dabei biegen sie allmählich nach Osten um und fließen unter circa 40 Grad Breite zurück nach dem östlichen Teile des Beckens. Hier nimmt die Strömung wieder allmählich die Richtung gegen den Äquator und es kehrt derart das kreisende Wasser in die äquatoriale Driftströmung zurück.

*) Februar 24.3, März 25.8, April 26.4, Mai 29.9, bei anderer Gelegenheit wurde gefunden: Oberfläche 28.9, in 730 Meter 9.2 und in 1350 nur mehr 5.0.

Diese rückkehrenden Zweige der Cirkulationsströmung bringen abgekühltes Wasser in niedrigere Breiten und wirken daher (oft stark) abkühlend (Küste von Portugal und Nord-Afrika, Küste von Californien).

In besonders auffallender Weise aber finden wir dieses Verhältnis auf der südlichen Hemisphäre, wo die Westküsten von Afrika und Süd-Amerika nördlich von 40° Breite durch diese Strömungen eine sehr starke Abkühlung erfahren. Am bekanntesten ist die kühle Strömung an der chilenischen und peruanischen Küste, peruanische Strömung, welche auch den Namen der Humboldt-Strömung führt. Unter dem Wendekreis hat dieser Strom an der Küste nur eine mittlere Wärme von 16—17°, während in gleicher Breite der Ocean weiter im Westen eine Temperatur von nahe 25° C. hat.

Ein ähnlicher kalter Strom fließt an der südafrikanischen Westküste nach dem Äquator hinauf. Unter 15° S. Br. hat an der Ostküste Afrikas das Meer eine Wärme von mehr als 27°, an der Westküste kaum 20°, während an der gegenüberliegenden Ostküste Süd-Amerikas die Meerestemperatur wieder 25½° C. erreicht.

In den niedrigeren Breiten entsteht dadurch ein bemerkenswerter Unterschied in der Temperatur der Oceane auf deren Ost- und Westseite, die in dem am meisten geschlossenen atlantischen Ocean am stärksten hervortritt. (Siehe die schematische Figur S. 294.) Die Westseiten, denen die Passatdrift das warme Wasser zutreibt, haben höhere Temperaturen, bis zu größeren Tiefen, die Ostseiten relativ kaltes Wasser. Indirekt zeigt sich dies in der Verbreitung der Korallenriffe, die in der Mitte der Oceane und namentlich an deren Westseiten vorkommen, auf den Ostseiten aber fehlen. Der indische Ocean macht eine Ausnahme, weil das warme Wasser der Äquatorialströmung zu demselben Zutritt hat, und das kalte Wasser der subtropischen Westküsten dort fehlt. Korallenriffe kommen nur dort vor, wo die Wasser-Temperatur nicht unter 21° sinkt und die jährliche Variation etwa 7° nicht erreicht.

Auf eine der wesentlichsten Ursachen des kalten Küstenwassers auf der Westseite von Afrika und Süd-Amerika etc. ist man erst in neuerer Zeit aufmerksam geworden. Es scheint zuerst Capt. Dinklage gewesen zu sein, der (1875) das kalte Küstenwasser bei Callao als aus der Tiefe stammend, als Auftriebwasser erkannt hat. Im kältesten Wasser dicht an der Küste fand er keine Strömung, und sprach deshalb seine Ansicht dahin aus, dass die Passate, die draußen auf offenem Meere eine nach West gerichtete Driftströmung hervorrufen, die Ursache des Aufsteigens kalten Unterwassers seien, welches zum Ersatz des weggetriebenen Wassers an den Leeküsten gleichsam aufquillt. Diese Erklärung ist in Vergessenheit geraten, bis später Capt. Hoffmann, Krümmel und Buchanan sie neu aufgefunden und durch zahlreiche Belege nachgewiesen haben. Das warme Wasser sammelt sich an der Luvseite, auf der Leeseite wird es von der Oberfläche weggetrieben und kann hier in Küstennähe nur

durch aufsteigendes kühles Unterwasser ersetzt werden. Die Isothermobathen müssen deshalb gegen die Leeseite eines Wasserbeckens hin ansteigen, in der Richtung der vorherrschenden Windrichtung dagegen sich senken. Dies beobachten wir in der That in den oceanischen Becken im Bereiche des beständigen Passates. J. Murray hat dieselben Verhältnisse (im Sommer) durch zahlreiche Beobachtungen und darauf gegründete Diagramme in sehr überzeugender Weise auch an einigen schottischen Seeen nachgewiesen.*) Übrigens kann auch eine von der Küste abbiegende Meeresströmung dieselbe, gleichsam saugende, Wirkung haben, und ein Aufsteigen des Unterwassers veranlassen.

Deshalb dürfen aber natürlich die kühlen Strömungen an den Westküsten, die wir vorhin genannt haben und die auch die Karte der Meeresströmungen von Krümmel zeigt, nicht weggeleugnet werden. Dieselben sind notwendige Glieder der kreisenden Cirkulationsströmungen in den tropischen und subtropischen oceanischen Becken, die Verbindungsglieder zwischen der östlichen Driftströmung der höheren Breiten und der westlichen Driftströmung der Passatgebiete und erhalten ihren Impuls von den gleichgerichteten Luftströmungen. Man hat sich aber früher oft gewundert, dass das Wasser derselben an den tropischen Küsten noch so kalt ist, dass z. B. das Küstenwasser zu Callao nicht wärmer ist, als das an der chilenischen Küste, da es sich doch auf dem weiten Wege durch etwa 20 Breitegrade wesentlich hätte erwärmen können. Dieses Rätsel löst sich nun, da wir wissen, dass dieses kalte Küstenwasser aufquellendes Unterwasser ist, das eine sehr gleichförmige Temperatur hat. Ja, wenn die Ursache desselben näher dem Äquator kräftiger wirkt, als in höheren Breiten, und dies kann örtlich vorkommen, so kann dort das Küstenwasser kälter sein, dagegen polwärts wärmer werden. Überall, wo «ablandige», auf die See hinaus gerichtete stetige oder kräftige Winde herrschen, werden wir kaltes Küstenwasser erwarten dürfen.

Dieses kalte Küstenwasser zeichnet sich durch eine mehr olivengrüne Färbung («Entfärbung» des blauen Meerwassers) aus und verrät sich dadurch. Es schwärmt dabei von niedrigen Organismen, welche wieder Fische, Krabben, Schildkröten etc. anziehen und wird dadurch für die Anwohner von größter Bedeutung. Auf das Küstenklima hat das kalte Wasser einen tiefgreifenden Einfluss. Empfindliche Abkühlung der Lufttemperatur, Regenmangel, häufige Nebelbildung sind für solche Gegenden charakteristisch (Marokkanische Küste, Gegend von Kap Verde, von Kap Frio in Süd-Afrika, südliches Californien, Küste von Peru und Ecuador etc.).

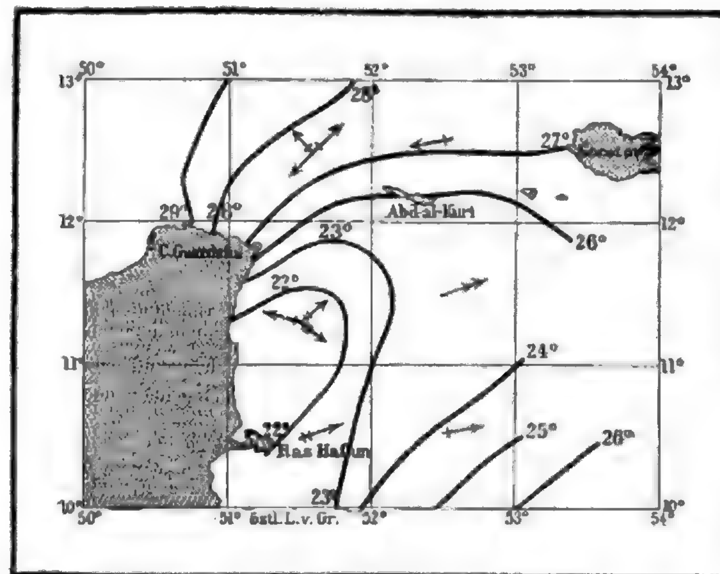
Die folgende Figur 78 macht die merkwürdige Temperaturverteilung an der Ostküste von Afrika zur Zeit des SW-Monsuns (Juni)

*) Scottish Geogr. Magazine 1888. Plantamour hat schon 1876 die Wirkung des Windes auf die Temperaturschichtung im Genfersee erkannt.

ersichtlich. Die Pfeile geben die Richtung der Oberflächenströmung des Wassers an.*)

In höheren Breiten jenseits 40° finden wir durchschnittlich eine Driftströmung nach Nord-Ost und Ost, welche das warme Wasser, das die westlichen Zweige des Äquatorialstromes in die höheren Breiten der oceanischen Becken ergossen haben, noch weiter polwärts hinaufbringt und es namentlich den Westküsten zuführt. In besonders hohem Maße ist dies der Fall im nördlichen atlantischen Ocean, wo sich das warme Wasser weit über den Polarkreis hinaus in das Eismeer hinein bis an die Westseite von Nowaja Semlja und bis Spitzbergen hinauf verfolgen lässt.

Fig. 78.



Meerestemperatur und Strömungen im Juni.

Während so auf der Ostseite des europäischen Eismeeres, der Westküste von Norwegen entlang, warme Strömungen in das Polarmeer eintreten, ergießen anderseits entgegengesetzte Strömungen an der Westseite kaltes Wasser in den atlantischen Ocean.

*) Näheres darüber findet man bei A. Puff: Das kalte Auftriebwasser an der Ostseite des nordatlantischen und an der Westseite des nordindischen Oceans. Marburg 1890. Vielleicht der interessanteste Fall des Aufsteigens kalten Unterwassers infolge beständiger »ablandiger« Winde tritt ein an der Ostküste von Afrika zwischen Kap Warscheik (nördlich von Zanzibar) und Kap Guardafui (etwa 2—12 Grad N. Br.) an der Somaliküste zur Zeit der Herrschaft des SW-Monsuns. Die Temperatur der Meeresoberfläche, welche südlich wie nördlich von diesem Gebiete 28 Grad und darüber ist, sinkt hier auf 20 Grad, ja selbst 18 Grad C. Eine kräftige, nach NO verlaufende Strömung führt das kalte Auftriebwasser ziemlich weit in den Ocean hinaus, sodass zwischen 10 Grad und 11 Grad N. Br. bis auf 100 Seemeilen hinaus die mittlere Wassertemperatur im Juni blos 20 Grad beträgt. — Zur Zeit des NO-Monsuns findet man dagegen kaltes Küstenwasser an der arabischen Küste.

Gelegentlich eintretendes kaltes Auftriebwasser ist überhaupt eine allgemeine Erscheinung an Seeküsten. So kann z. B. in Wisby an der Westküste von Gotland (Schweden) im Laufe weniger Stunden im Sommer die Temperatur von 14—16 Grad C. bis auf 6 Grad sinken, wenn stärkere östliche Winde sich einstellen.

Der mächtigste Kaltwasserstrom im nordatlantischen Meere fließt zwischen Spitzbergen und Grönland an dessen Ostküste nach Süden, am Kap Farvel biegt er nach Norden in die Davisstraße ein. Aus der Baffinsbai und Davisstraße fließt an der Westseite eine eisführende kalte Strömung herab, die später unter dem Namen der Labradorströmung bekannt ist. Die Kontinuität dieser Strömungen ist durch einige merkwürdige Zufälle direkt nachgewiesen worden. Vom 19. October 1869 bis 7. Mai 1870 trieb die auf eine Eisscholle geflüchtete Besatzung der «Hansa» (2. deutsche Nordpol-Expedition) an der Ostküste von Grönland entlang von 71° bis 61° nördlicher Breite (1800 Kilometer) mit sehr wechselnder Geschwindigkeit. Der südwärts ziehende Strom in der Baffinsbai wurde nachgewiesen durch die Reise eines Teiles der Besatzung der «Polaris», welche vom 15. October 1872 bis 30. April 1873 von 77½° bis 53° 4′ (circa 3000 Kilometer) gleichfalls auf einem Eisfelde herabschwamm (tägliche mittlere Geschwindigkeit bis März 10½ Kilometer, März bis April 33½ Kilometer). Selbst durch die relativ engen Kanäle des nordamerikanischen arktischen Archipels gehen Strömungen nach Süden Beweis hiefür die Drift der «Resolute», die im Mai 1854 in der Barrowstraße verlassen und im September 1855 im Süden der Davisstraße wieder aufgefunden wurde. Diese Strömungen führen große Eismassen nach Süden herab; sie drängen sich an die Ostküsten, weil die Erdrotation sie nach Westen hin ablenkt. Bei den Bänken von Neufundland trifft der kalte Strom unter einem rechten Winkel auf den warmen Golfstrom, unter dem er untertaucht, da das wärmere Wasser über ihn hinwegfließt. Der große Wärmekontrast dieser Strömungen erzeugt die dichten Nebel, durch welche die Neufundlandbänke bekannt sind. Die Eismassen des Labradorstromes zerfließen rasch in dem warmen Golfstromwasser, nur zuweilen vermögen besonders mächtige Eisberge ihren Weg durch den ganzen Golfstrom hindurch fortzusetzen, und legen hierdurch Zeugnis ab für das Dasein einer unterseeischen, nach Süden fließenden Strömung.

Es existiert eine Anzahl von interessanten Thatsachen, aus welchen man auf das Vorhandensein einer polaren Strömung aus der Gegend der neusibirischen Inseln im Norden Asiens, ja sogar aus der Beringsee, beiläufig über den Nordpol hin bis an die Grönländische Küste geschlossen hat. Das amerikanische Schiff «Jeanette» wurde am 13. Juni 1881 bei den neusibirischen Inseln vom Eise zerdrückt (77.3° N 155° O). Drei Jahre später wurde einiges von den Vorräten, die man dort auf dem Eise zurückgelassen hatte, an der Südwestküste von Grönland aufgefunden. Mohn nimmt an, dass die Strömung, welche diese Relikten fortgeführt hat, nördlich von Spitzbergen vorübergeht und dann in den bekannten ostgrönländischen Polarstrom einmündet. Unter dem Treibholz, das die Eskimo auffischen, befindet sich Holz der sibirischen Lärche, der roten und weißen Fichte, das nur nordwärts vom Franz Josefs-Land seinen Weg an die ostgrönländische Küste gefunden haben kann. Man hat sogar ein bearbeitetes Stück Holz gefunden, das nur von den Eskimos an der Küste

von Alaska (Nortonsund und Mündung des Yukon) herstammen konnte. Die Drift der «Jeanette» ging in der That nach NW, von 71½° N 175° W, im Norden der Beringstraße wo sie vom Eise besetzt wurde (September 1879), nach 77.3° N 155° E, wo sie vom Eise zerdrückt wurde.*) Dies alles scheint für eine Strömung von der Beringstraße bis in das europäische Eismeer, d. h. an die ostgrönländische Küste zu sprechen. Ein Teil des ostgrönländischen Stroms biegt bekanntlich um das Kap Farvel um und geht an der Westküste aufwärts in die Baffinsbai.

Im nordpacifischen Becken existiert keine eigentliche Polarströmung, da die seichte Beringstraße dem Wasser des Eismeeres zu wenig Ausweg gestattet. Hingegen sendet das ochotskische Meer eine Strömung kalten Wassers nach Süden, welche in das japanische Meer eintritt und, zumeist der Ostküste des Festlandes folgend, bis zur Insel Formosa hinab sich fühlbar macht.

Die kalten eisführenden Strömungen des südlichen Oceans sind weniger bestimmt begrenzt wie jene des nordatlantischen Oceans. Aus der Eisbewegung, die rings um das antarktische Gebiet, wie es scheint, in einem geschlossenen Gürtel nach Nord gerichtet ist, schließt Evans, dass wenigstens bis zum 40. Breitegrad das Wasser an der Oberfläche der ganzen Südsee nach Norden sich bewegt. Südlich von 55° südlicher Breite soll kein warmer Wasserstrom bemerkbar sein.

Das System der eben geschilderten Meeresströmungen zeigt uns nun auch die Ursache der eigentümlichen Krümmungen der Isothermen an den Küsten von Südafrika und Südamerika. Beide Kontinente werden an den Westküsten nördlich von 40° südlicher Breite durch kalte Meeresströme abgekühlt, während umgekehrt die Ostküsten durch Zweige der Äquatorialströmung erwärmt werden.

Am auffallendsten ist die erwärmende Wirkung der östlichen Driftströmungen in höheren Breiten, namentlich an den Westküsten von Europa; aber auch die Westküste von Nordamerika genießt diesen Vorteil, wenngleich in minderem Maße. Die Hauptmasse der warmen atlantischen Äquatorialströmung ergießt sich infolge der nördlichen Lage des Wärmeäquators und der Küstengestaltung Amerikas in das nordatlantische Becken, welches hierdurch zur größten überhaupt existierenden Ansammlung warmen Wassers wird. Dieses warme Wasser wird nun von den hier infolge der Luftdruckverteilung (siehe die Karten der Isobaren und Winde) fast konstant wehenden Süd-West-Winden in höhere Breiten nach dem Nordosten hinauf fortgeführt und macht zusammen mit diesen vorherrschenden Winden das nördliche Europa zu dem klimatisch am meisten begünstigten Teile der Erde. Wie die Meerestemperatur von Westen nach Osten im nordatlantischen Ocean zunimmt, zeigt folgende kleine Tabelle.

*) Die Drift war zuerst sehr unregelmäßig und langsam, im letzten Halbjahr aber ziemlich rasch nach NW mit einer mittleren täglichen Geschwindigkeit von etwas über 3 Kilometer.

Westliche Länge von Greenwich	55°	45°	35°	25°	15°	5°
	Meerestemperatur Celsius					
55° nördlicher Breite	7.6	6.7	11.5	13.1	13.8	13.2
45° „ „	12.6	13.5	16.4	15.6	15.6	14.3

Selbst im Januar hat das Meer in der Breite von Wien von den Küsten Frankreichs bis auf 40 Längengrade nach Westen eine Temperatur von 11° Celsius (Luftwärme des Januar zu Palermo), während an den nordamerikanischen Küsten unter demselben Parallelkreis die Meerestemperatur auf 0° herabsinkt. Bei den Shetlandsinseln, nördlicher als St. Petersburg und Upsala, ist im selben Monate die Meerestemperatur noch 7°, gleich der Lufttemperatur des Januar zu Rom und Athen, und im äußersten Norden Europas zu Fruholm unter 71° nördlicher Breite, wo die Sonne den ganzen Januar unter dem Horizont bleibt, noch 3° Celsius.

Die Figuren 79, 80 und 81 zeigen diese merkwürdige Verteilung der Temperatur an der Oberfläche des nordeuropäischen Meeres im Mittel des kältesten und wärmsten Monates sowie im Jahresmittel nach Mohn. Das erste Kärtchen namentlich bringt die außerordentliche Erwärmung des nordatlantischen Oceans und des europäischen Eismeeres im Winter durch die warme Driftströmung zur klaren Darstellung. Aber auch auf dem Kärtchen für die Sommermonate macht sich noch die warme, an die Küste Norwegens sich anschmiegende Strömung deutlich bemerkbar. Eine Zunge warmen Wassers geht an der Westküste Spitzbergens nach Norden. Der eisführende kalte Strom der Ostküste Grönlands zeigt sich in der niedrigen Meerestemperatur, übrigens ist auch die Treibeisgrenze für das Jahr 1878 angegeben. Die Hauptmasse der warmen Strömung folgt den Küsten Norwegens und mündet in das Eismeer zwischen Spitzbergen und Nowaja Semlja. Sie lässt kein Treibeis in Sicht der europäischen Küsten kommen, selbst nicht am Nordkap unter 70°, während auf der andern Seite des atlantischen Oceans im Gebiet der Polarströmung die Bewohner von Neufundland auf Robbenschlag und Eisbärenjagd gehen in den Breiten von Mainz oder Paris. Einzelne Eisberge erreichen an der Ostküste der Vereinigten Staaten sogar den 36. Breitegrad, der Lage von Malta oder Gibraltar entsprechend.

Dieser Warmwasser- und Luftheizung verdankt es Norwegen, dass es das nördlichste Land der Erde ist, wo der Ackerbau noch die Hauptbeschäftigung der Einwohner bildet. Weizen baut man daselbst bis 64°, Gerste bis 70°, der Kirschbaum erreicht den Polarkreis und unter 70¾° liegt noch das blühende Städtchen Hammerfest. Im Gebiete der polaren Luft und Meeresströme hingegen, in Nordamerika, finden wir unter diesen Breiten (67°—70½°) den Schauplatz des Unterganges der Franklin'schen Expedition, die Schneehöhlen der Eskimos, kurz ein vollständiges Polarklima.

Die Ausbreitung des eiskalten Bodenwassers im nordatlantischen Ocean und im europäischen Eismeere zeigt das Kärtchen Fig. 82 und die

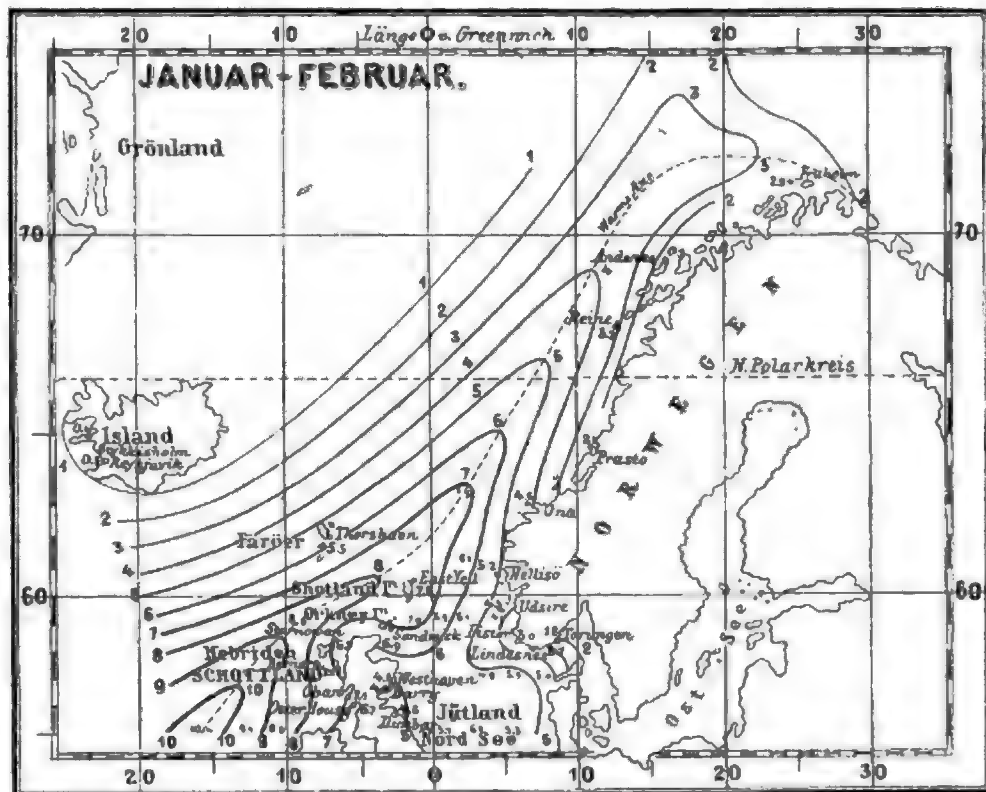


Fig. 79. Isothermen der Meeresoberfläche, Januar und Februar.

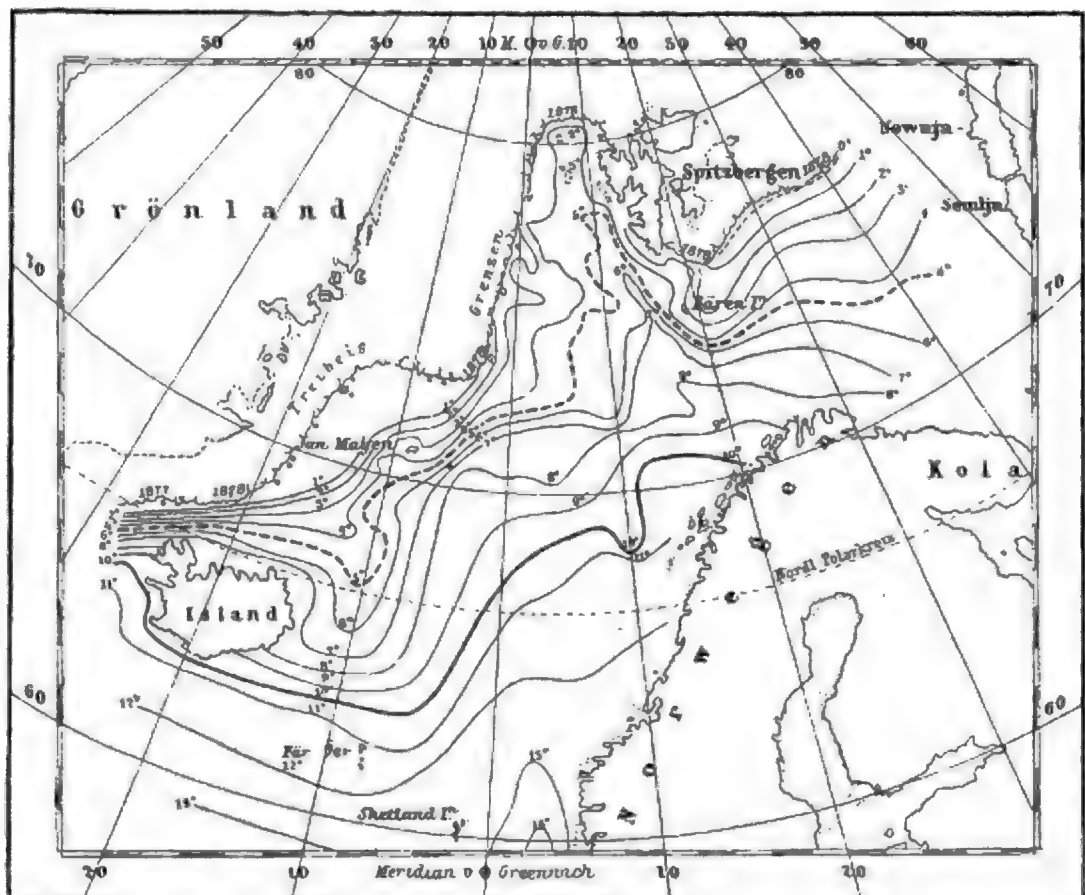


Fig. 80. Isothermen der Meeresoberfläche, Juli und August.

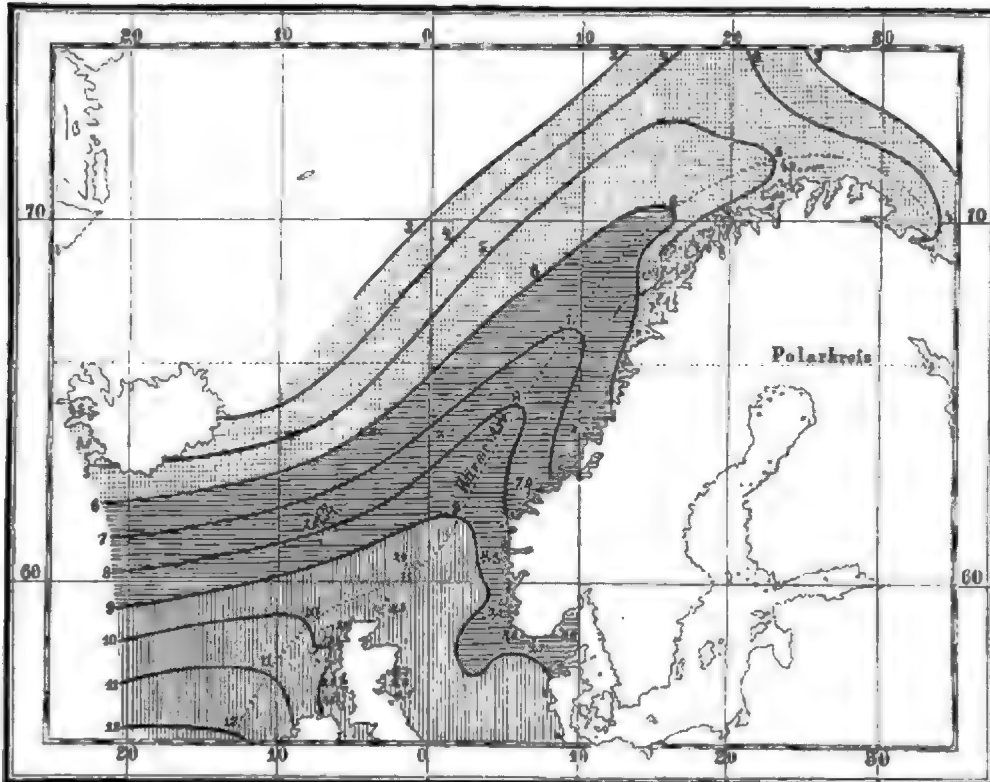


Fig. 81. Isothermen der Meeresoberfläche im Jahresmittel.

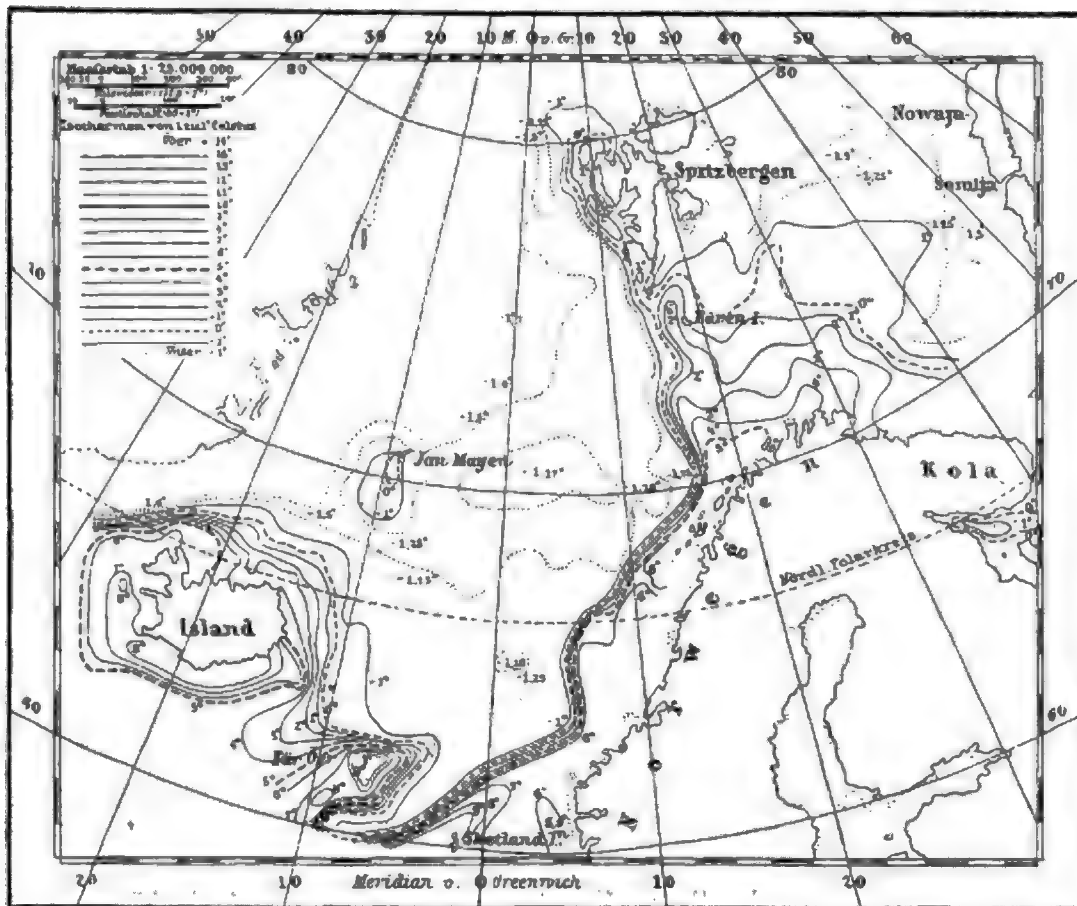
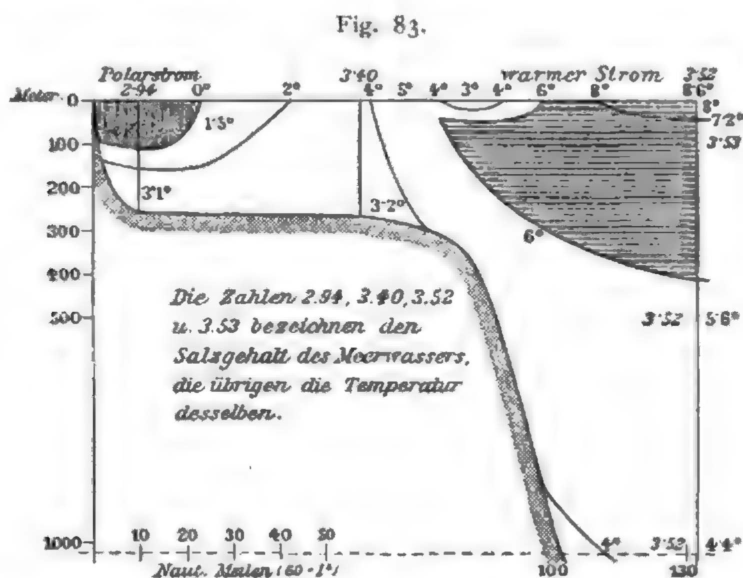


Fig. 82. Isothermen des Meeresbodens.

Tafel «Vertikale Temperaturverteilung im europäischen Nordmeere». Die unterseeischen Rücken, welche die Shetlands-Inseln und die Faröer mit Island verbinden (siehe die Karte «Tiefen- und Bodentemperatur im nordatlantischen Ocean») hindern das Vordringen des kalten Bodenwassers nach Süden, nur die Dänemark-Straße zwischen Island und Grönland, in welcher ein eisführender Strom nach Süden geht, führt eiskaltes Wasser in den atlantischen Ocean.

Die vertikale Verteilung der Temperatur und des specifischen Gewichtes des Meerwassers südlich von der Dänemark-Straße zeigt die beistehende Figur 83 (nach Hamberg) in lehrreicher Weise. Links längs

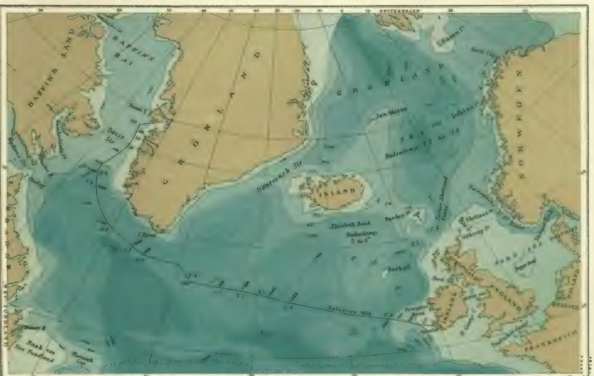
Fig. 83.



Vertikale Temperaturverteilung und Salzgehalt an der grönländischen Küste 65° N. und 35—30° W. September 1883.

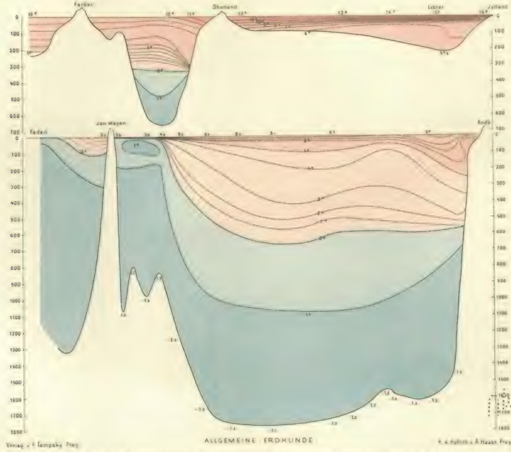
der grönländischen Küste hinab fließt der leichte, d. i. weniger salzhaltige, aber kalte eisführende Polarstrom (vertikal schraffiert), rechts kommen wir in das Gebiet des warmen und dabei salzreichen Wassers, welches auch dem Polarstrom unterlagert. Das horizontal schraffierte warme Wasser über 6° gehört dem Irminger-Strom an (siehe die Karte der Meeresströmungen). Die Temperatur in circa 1700 Meter war 2°, am Boden in 2000 Meter 1.2°, Salzgehalt 3.5%.

In der Faröer-Shetlands-Rinne findet sich am Grunde eiskaltes Wasser, ein Querriegel hemmt aber dessen Verbreitung nach Süden, auf dessen Existenz W. Thomson aus dem warmen Bodenwasser südlich von den Shetlands-Inseln schon früher geschlossen hatte, der nun aber auch durch Lotungen direkt nachgewiesen worden ist. An den Westküsten Norwegens auf dem seichteren Plateau, das der Küste vorliegt, reicht das warme Golfstromwasser bis auf den Meeresgrund, desgleichen an der West- und Südküste Islands. Auch das seichtere Meer zwischen dem Nordkap und Spitzbergen hat bis zum Grunde warmes Wasser. Das



Verlag v. F. Tempsky, Prag — ALLGEMEINE ERDKUNDE — K. u. k. Hoflith. v. A. Haase, Prag

TIEFEN-UND BODENTEMPERATUREN IM NÖRDLICHEN TEIL DES ATLANTISCHEN OCEANS



VERTIKALE TEMPERATUR-VERTEILUNG IM EUROPÄISCHEN NORDMEER
NACH MOHN

warme Wasser drängt im allgemeinen nach Osten, das kalte Wasser nach Westen. Dies zeigen neben vorstehender Figur 83 recht deutlich auch die Querschnitte durch das europäische Nordmeer, welche auf der Tafel «Vertikale Temperaturverteilung im europäischen Nordmeer» enthalten sind. Dieselben bringen einige der Ergebnisse der norwegischen Nordmeer-Expedition unter Mohn zur Darstellung, dessen Arbeiten auch diese Querschnitte entnommen sind. Der in der Tafel obenanstehende Querschnitt geht von Jütland und Süd-Norwegen nach den Shetlands-Inseln und den Faröern und zeigt das eiskalte Bodenwasser in der zwischenliegenden Rinne. Die ganze Oberfläche des Oceans bis Island hinüber nimmt das warme Golfstromwasser ein. Der nächste Querschnitt, einer nördlicheren Breite angehörend, zeigt namentlich sehr deutlich die Aufstauung des kalten Wassers an den Ostküsten und jene des warmen Wassers an den Westküsten.

Ursachen der Meeresströmungen. Die Frage, welche Kräfte das eben kurz geschilderte System der großen Strömungen des Meeres in Bewegung setzen, gehörte zu den am lebhaftesten erörterten und am meisten streitigen Problemen der Physik der Erde. Es wäre unmöglich, hier die historische Seite dieses Gegenstandes auch nur zu berühren, wir müssen uns begnügen, den gegenwärtigen Stand der Frage in möglichst einfachen und klaren Umrissen darzulegen.

Vom spekulativen Standpunkte aus liegt es am nächsten, anzunehmen, dass die großen allgemeinen Bewegungen der Oceane analog sind der allgemeinen Cirkulationsströmung der Atmosphäre, welche durch die Temperaturdifferenz zwischen Pol und Äquator unterhalten wird. Dies war auch die Ansicht von Arago und von anderen bedeutenden Physikern der neueren Zeit. In letzter Zeit hat namentlich der Engländer Carpenter mit vielem Scharfsinn und an der Hand klar zusammengestellter Thatsachen das Vorhandensein einer «vertikalen thermischen Cirkulation» der Oceane verteidigt; nach seiner Ansicht bewegt sich das kalte Wasser der Polarmeere unterseeisch gegen den Äquator hin, während das wärmere von da wieder oberflächlich gegen die Pole zurückfließt. Die eigentümliche Temperaturverteilung in der Äquatorialregion des atlantischen Oceans hat er durch das Aufsteigen des kalten Wassers am äquatorialen Ende des Kreislaufes erklärt und sie als eine Bekräftigung seiner Theorie aufgefasst.

Dass ein fortwährender Austausch des Wassers zwischen Polar- und Äquatorialmeeren stattfindet, und somit eine Art vertikalen Kreislaufes der Wassermassen der Oceane, wie Carpenter ihn annimmt, existiert, dürfte gegenwärtig wohl kaum mehr völlig geleugnet werden können, nachdem die Thatsachen der Verteilung der Bodentemperatur der Oceane und des Luftgehaltes des Wassers aus großen Tiefen so direkt für die Existenz unterseeischer Strömungen aus höheren Breiten sprechen, welche jedenfalls wieder durch rückläufige Wassermassen ersetzt werden

müssen.*) Diese Bewegungen können aber nur wenig gemein haben mit den Strömungen um deren Erklärung es sich hier handelt, das sind die rasch fließenden Oberflächenströmungen, welche auf den Karten dargestellt werden und die für die Schiffahrt so wichtig sind. Das Zudrängen polaren Wassers am Boden der Oceane nach niedrigeren Breiten geht jedenfalls so langsam vor sich, dass wir es wohl kaum direkt messen könnten, und dass es mit einer Strömung im gewöhnlichen Sinne nicht verglichen werden darf.

Dass sich in den Oceanen keine selbständigen großen Cirkulations-Strömungen zwischen Pol und Äquator entwickeln können, wie wir sie in der Atmosphäre antreffen, liegt, wie schon oben, Seite 244, bemerkt wurde, in der ganz verschiedenen Art der Temperaturverbreitung und Temperaturverteilung in der flüssigen und in der luftförmigen Hülle unserer Erde. Würde das Meerwasser in den Tropen von unten erwärmt, wie die Atmosphäre, dann würden die erwärmten Wasserteilchen aufsteigen, das Wasser würde durch seine ganze Mächtigkeit eine hohe Temperatur annehmen und es würde eine kräftige Cirkulationsströmung zwischen den Polen und dem Äquator eintreten müssen. Da aber die Erwärmung direkt nur bis circa 200 *m* oberflächlich in die 3—5000 *m* mächtige Wassermasse der Oceane eindringen kann, so ist es klar, dass es zu wirklichen Thermalströmungen nicht kommen kann. Die neueren Beobachtungen haben gezeigt, dass nur in einer ganz seichten oberflächlichen Wasserschichte größere Temperaturdifferenzen anzutreffen sind, weitaus die Hauptmasse des Wassers der Oceane hat vom Pol bis zum Äquator eine nahezu konstante Temperatur**) und einen fast konstanten Salzgehalt, der zudem gegen die Pole hin etwas abnimmt, also der Steigerung des specifischen Gewichtes durch Abnahme der Temperatur noch entgegenwirkt. Es sind also keine Kräfte vorhanden, welche wirkliche Thermalströmungen zwischen Pol und Äquator erzeugen können. Damit entfällt auch der Streitpunkt, ob die Verschiedenheiten der Temperatur und des Salzgehaltes imstande seien, die großen Meeresströmungen zu erzeugen, von welchen hier die Rede ist.

Es hat auch Carpenter selbst die Annahme von sich abgewiesen, dass er durch seine Theorie der vertikalen thermalen Cirkulationsströmungen den Golfstrom und ähnliche Strömungen erklären wolle, und die äquatoriale Strömung nach Westen ist an sich davon ausgeschlossen.

---

*) Der Gehalt des Meerwassers größerer Tiefen an Kohlensäure und Luft, welcher mit dem der Oberfläche bei gleicher Temperatur übereinstimmt, muss als einer der zwingendsten Beweise einer vertikalen Cirkulation des Meerwassers angesehen werden. Das Wasser der Tiefsee muss sich nach seinem Kohlensäure- und Luftgehalt einmal mit nahezu derselben Temperatur an der Oberfläche befunden und hier mit diesen Gasen gesättigt haben, es muss also einen polaren Ursprung haben und auch beständig wieder erneuert werden.

**) Man beachte wohl, dass ein Temperaturunterschied von etlichen Graden besonders in der Nähe des Nullpunktes das specifische Gewicht selbst des Salzwassers nur wenig ändert. Sein Ausdehnungs-Koefficient bei 0 Grad ist 0.00004, jener der Luft 0.0037 also 100 mal größer.

Die zur Begründung der eben zurückgewiesenen Theorie gemachte Annahme, dass das Niveau des Meeres in der Äquatorialgegend infolge der höheren mittleren Wärme des Wassers merklich höher liege, als jenseits der Polarkreise, musste von selbst fallen, nachdem die Beobachtungen gezeigt hatten, dass diese höhere Temperatur nur auf eine dünne Oberflächenschichte beschränkt bleibt, und dass ferner die größten Ansammlungen warmen Wassers sich erst in größeren Entfernungen vom Äquator etwa zwischen 30° bis 40° Breite vorfinden.

Es bleiben also zur Erklärung der beobachteten Oberflächenströmungen keine anderen Kräfte übrig, als die der Winde. Vergleicht man Karten der Meeresströmungen mit jenen der Luftströmungen, so fällt die Übereinstimmung beider in allen wesentlichen Zügen sogleich in die Augen. So entspricht namentlich die kreisende Strömung in jedem der oceanischen Becken zwischen dem Äquator und 40° Breite genau der Verteilung der Winde um die Region hohen Luftdruckes in der Gegend des 35. Breitegrades. Der Zone der Kalmen der Wendekreise entspricht die sogenannte Sargasso-See, das ruhige Centrum der kreisenden Strömung.

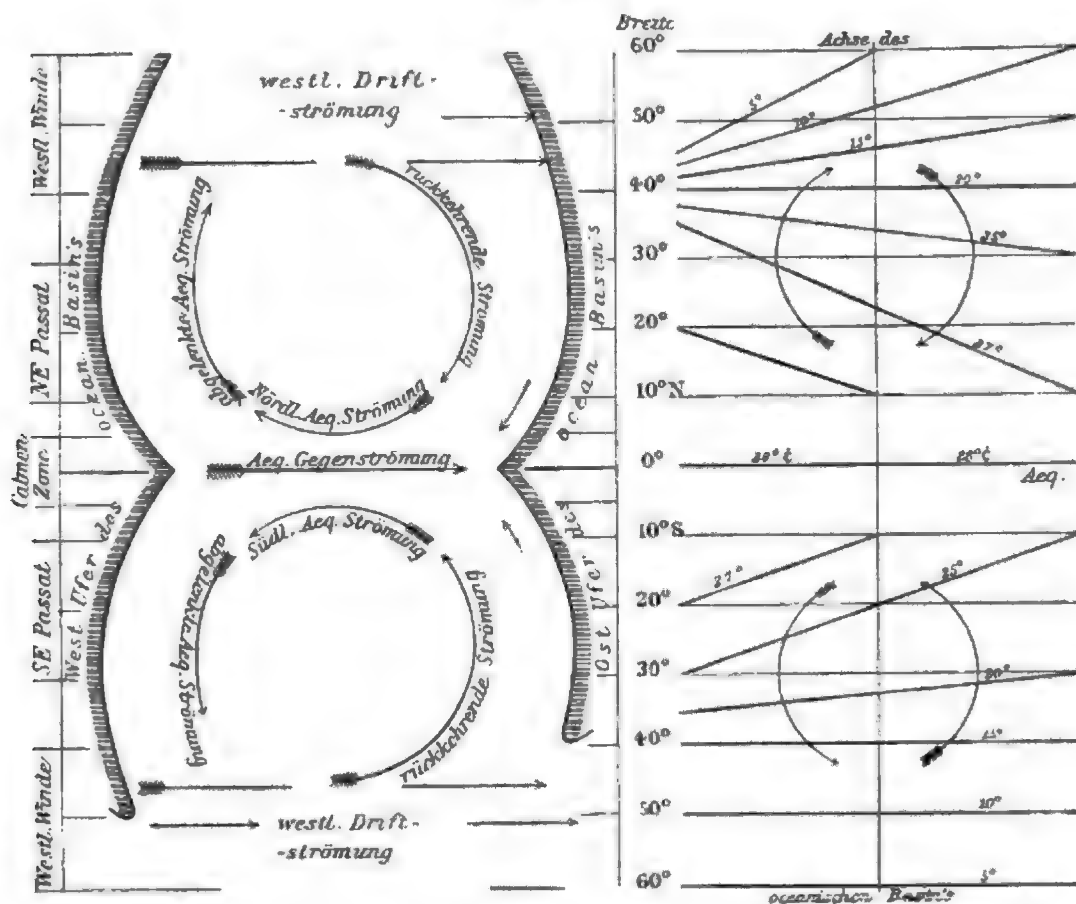
Die folgende Figur 84 gibt ein ganz schematisches Bild der mit den Winden um die Kalmen der Rossbreiten kreisenden Strömungen in den nördlichen und südlichen oceanischen Becken und des Einflusses derselben auf die allgemeinen Züge der Temperaturverteilung an der Meeresoberfläche nach J. Wild (vom Challenger).

Die Äquatorialströmung ist nach dieser Ansicht ein Effekt der Passatwinde, deren Gürtel sie entspricht.*) Die Gegenströmung fällt in die Zone der äquatorialen Kalmen und ist wohl eine Reaktionsströmung, indem die Passate aus Nord-Ost und Süd-Ost die Meeresoberfläche in der Mitte dachförmig (natürlich mit sehr geringem Gefälle) anstauen müssen. Die warmen in höhere Breiten laufenden Strömungen, wie der Golfstrom und der brasilianische Strom, der *Kuro schio* und die ostaustralische Strömung, sowie die Mozambique-Strömung, nehmen aus der Äquatorialströmung ihren Ursprung, wo diese die Küsten der Kontinente trifft und ihr großes Bewegungsmoment natürlich nicht gleich einbüßen kann. Die so erzeugten Strömungen sind eigentliche Meeresflüsse *(stream currents)*, die nicht von den über ihnen vorherrschenden Winden abhängig sind. Sie werden in ihrem weiteren Verlauf durch die Erdrotation nach Ost und endlich nach Süd-Ost abgelenkt und kehren, von gleichgerichteten Luftströmungen unterstützt, teilweise wieder zu ihrem Ausgangspunkt

*) Die Wirkung der Sonne und des Mondes auf die retardierte Flutwelle muss allerdings auch eine westliche (der Rotation der Erde entgegengerichtete) Strömung hervorbringen, welche aber nur ein sehr kleiner Teil der beobachteten Äquatorialströmung sein kann. (Ferrel, **Challis, Abbott.**)

zurück.*) Sehr bemerkenswert ist hiebei, dass dieselbe Ursache, das Überwiegen der Landmassen und die hiedurch bedingte höhere Temperatur der Luft auf der nördlichen Hemisphäre, welche bewirkt, dass die Kalmen-

Fig. 84.



zone nördlich vom Äquator bleibt und dass der Süd-Ost-Passat in die nördliche Hemisphäre übergreift, auch veranlasst, dass, begünstigt durch die Küstengestaltung der Kontinente, die Hauptmasse des warmen vor den Passaten hertreibenden Wassers auf die nördliche Hemisphäre übertritt (im

*) Es ist aber eine noch ganz offene Frage, ob diese rückkehrenden Strömungen wieder ebensoviel Wasser in die Äquatorialströmung zurückbringen, als deren westliche Zweige in höhere Breiten hinaufgeführt haben. Man möchte diese Frage wohl eher verneinen, denn es scheint, dass der größere Teil der warmen Wassermasse von den westlichen Luftströmungen der höheren Breiten erfasst und noch weiter gegen den Pol hinaufgetrieben wird. Wenn ferner auch an der Oberfläche der Oceane die polaren und die äquatorialen Luftströmungen sich die Wage halten mögen, so ist doch zu bedenken, dass auch die Passate (also polare Strömungen, welche im Luftmeere die äquatorialen der höheren Breiten kompensieren,) indem sie die Äquatorialströmung erzeugen, welche an die Ostküsten der Kontinente anstoßend zumeist in höhere Breiten sich ergießt, das Wasser der Oceane polwärts treiben. Kurz, die Winde bewirken zumeist Strömungen des Wassers vom Äquator gegen die Pole (nur die höheren Breiten der südlichen Hemisphäre dürften davon eine Ausnahme machen) und diese müssten dann durch unterseeische Strömungen von den Polen gegen den Äquator kompensiert werden.

nordatlantischen wie im pacifischen Ocean, vornehmlich aber im ersteren), wodurch sich die größere Entwicklung der Warmwasserströme derselben, des Golfstroms und des *Kuro schio*, gegenüber jenen der südlichen Halbkugel, erklärt. Diese Strömungen führen eine große Masse warmen (und salzigen) Wassers in höhere Breiten, welches, nachdem es sein Bewegungsmoment größtenteils verloren, zwischen der Breite von 30° bis 40° sich anhäuft, weil das stark salzhaltige Wasser sich abkühlend in größere Tiefen hinabsinkt und hierdurch auch das Hinabsinken der Isothermobathen in die größten Tiefen bewirkt.

Jenseits von 40 N. Breite herrschen auf den Ostseiten der oceanischen Becken die Süd-West-Winde vor. Diese erzeugen die ostwärts gerichtete Driftströmung, welche das warme Wasser bis über den Polarkreis hinaus in die Polarmeere führt. An den Ostküsten herrschen Nord- und Nord-West-Winde vor, und hier geht auch der Weg der Polarströme nach Süden. An der Ostküste von Grönland, in der Davisstraße und im ganzen arktischen Amerika wehen Nord- und Nord-West-Winde mit passatähnlicher Beständigkeit.

Wo die Winde während des Jahres wechseln, wie im indischen Monsungebiet nördlich vom Äquator, da fehlt auch eine beständige Meeresströmung (der nördliche Teil der Äquatorialströmung des indischen Oceans), die Strömungen wechseln hier mit den Monsunen (siehe die Karte von Krümmel). Schon Dampier hat vor 200 Jahren bemerkt, dass die Strömungen einen Monat nach dem Windwechsel gleichfalls wechseln.

So besteht im allgemeinen die größte Übereinstimmung zwischen vorherrschenden Winden und vorherrschenden Oberflächenströmungen der Meere. Es unterliegt wenig Zweifel, dass auch die scheinbar nicht übereinstimmenden Thatsachen sich auf indirektem Wege aus diesem Motiv werden erklären lassen, sobald sie specieller untersucht sein werden, wie ja auch der Golfstrom und der *Kuro schio* nicht den über ihrer Oberfläche wehenden Winden (Nord-West im Winter, Süd-West und Süd-Ost im Sommer) folgen und doch aus der Windtheorie erklärt werden können.

Zu Gunsten der eben vorgetragenen «Windtheorie» der Meeresströmungen spricht jedenfalls auch der Umstand, dass unter ihren Anhängern der Mehrzahl nach jene Forscher sich befinden, welche die Meeresströmungen aus eigener Anschauung kannten,*) während die Gegner

*) Dass die Meeresströmungen ihr Hauptmotiv in den Passaten und den andern vorwiegenden Winden haben, war schon das Resultat der frühesten Untersuchungen, welche von Seefahrern über die konstanten Oberflächenströmungen des Meeres angestellt wurden. Namentlich Rennell hat diese Ansichten klar entwickelt: «Die Winde müssen als die ersten Motoren der Meeresströmungen betrachtet werden, und es haben in dieser Beziehung die Passate und Monsune bei weitem die größte Bedeutung, nicht allein weil ihre Wirkung sich auf die größere Hälfte der ganzen Ausdehnung der Oceane erstreckt, sondern auch weil sie eine größere Kraft besitzen, infolge ihrer Beständigkeit und Stärke Strömungen zu erzeugen und zu unterhalten. Ihnen am nächsten stehen die am meisten vorherrschenden Winde, wie es die westlichen Winde nördlich

zumeist kompilatorisch deduktiv die überlieferten Thatsachen unter einfache Gesichtspunkte zu bringen suchten. Die schematischen, so bestimmt auftretenden Darstellungen der Meeresströmungen auf den Karten haben sicherlich nicht wenig dazu beigetragen, sie für diese letztere Klasse von Forschern in einen scheinbaren Gegensatz mit den selbst in der Passatregion noch immerhin etwas variablen Winden zu setzen. Auch übersieht man gewöhnlich die geringe Geschwindigkeit der Meeres-Strömungen gegenüber jener der Winde. Die mittlere Geschwindigkeit der Äquatorialströmung im atlantischen Oceane ist 12 bis 24 Meilen pro Tag, d. i. 0.25 bis 0.5 Meter pro Sekunde, die des Passats hingegen 9 bis 10 Meter. Dazu kam die irreführende, scheinbar notwendige Analogie mit den Strömungen der Atmosphäre, deren Motive man auch auf die des Meeres übertragen zu müssen glaubte. Erst in neuerer Zeit hat Zöppritz den alten scheinbar sehr gewichtigen Einwurf gegen die Windtheorie entkräftet, dass der Wind nur ganz oberflächliche Strömungen zu bewirken vermöge und überhaupt nur durch konstante Winde konstante Strömungen erzeugt werden könnten. Zöppritz hat erstlich nachgewiesen, dass es nur eine Frage der Zeit ist, bis zu welcher Tiefe ein auf die Oberfläche einer Flüssigkeit konstant wirkender Impuls eindringt, d. h. die obern Schichten den untern durch Reibung einen Teil ihrer Bewegung mitteilen. Wenn seit unendlich langer Zeit die Oberflächenschicht in unveränderter Geschwindigkeit erhalten worden ist, so befindet sich die ganze Wassermasse in einem stationären Bewegungszustand.*) Die Geschwindigkeit ist nur von der Tiefe abhängig und nimmt mit derselben nach einer arithmetischen Progression ab, bis sie am Boden den Wert null erreicht. Daraus folgt, dass die durch die Passate erzeugte Driftströmung (desgleichen alle anderen konstanten Winddriften) bis zum Boden des Oceans hinabreichen könnte.

Ein anderes bemerkenswertes Resultat der Untersuchungen von Zöppritz ist, dass, wenn die Oberfläche zeitlich veränderlichen Kräften unterworfen ist, diese Veränderungen sich außerordentlich langsam und mit sehr rasch abnehmender Amplitude in die Tiefe hinab fortpflanzen, so dass die Bewegung des Hauptkörpers der Wassermasse nur von der mittleren Richtung und Geschwindigkeit der Oberfläche bestimmt wird, während die periodischen oder unperiodischen Veränderungen nur in einer dünnen Oberflächenschicht sich bemerkbar machen können.**)

---

und südlich von der Passatzone sind.» Maury scheint der erste gewesen zu sein, der dieser allgemein angenommenen Ansicht über den Ursprung der Oberflächenströmung nicht zustimmte und durch Verschiedenheiten des specifischen Gewichtes kombiniert mit der Wirkung der Erdrotation die Bewegung des Golfstromes und anderer wohl begrenzter Meeresströmungen zu erklären suchte.

*) Nach 100.000 Jahren wäre ein 4000 Meter tiefer Ocean, der früher in völliger Ruhe war, dem stationären Bewegungszustand schon ziemlich nahe, in 200.000 Jahren würde derselbe fast vollkommen erreicht sein.

**) Eine jährliche Periode der Winde und also auch der Oberflächendrift wird in 10 Meter Tiefe in ihrer Amplitude schon bedeutend abgeschwächt und in 100 Meter Tiefe wird dieselbe ganz unmerklich.

Daraus ergibt sich, dass die Winddriften in den außertropischen Gebieten, wo die Winde nicht so konstant aus gleicher Richtung wehen, dennoch schon in relativ geringer Tiefe eine konstante Richtung haben können, welche von der mittleren Windrichtung bedingt ist. Wo demnach, wie über dem ganzen mittleren und östlichen Teil des nordatlantischen Oceans, die mittlere Windrichtung eine südwestliche ist, wird die Driftströmung in einiger Tiefe dieser Richtung folgen, wenn auch an der Oberfläche zeitweilig andere Winde auftreten.

Ferrel hat gegen die «Windtheorie» der Meeresströmungen den scheinbar sehr gewichtigen Einwurf erhoben, dass das Bewegungsmoment derselben ein größeres sei als das der Luftströmungen, und dass es darum unstatthaft wäre, die Ursache des größeren Bewegungsmomentes des Meerwassers in dem geringeren der Luft zu suchen.*) Dieser Einwurf entfällt aber, wenn man die Dauer der Wirkung berücksichtigt. Der jetzige Bewegungszustand der Oceane ist ein Summationseffekt der Arbeit, welche die Winde seit ungezählten Jahrtausenden geleistet haben. Sobald einmal, wie dies jetzt wohl der Fall ist, der stationäre Bewegungszustand, welcher der mittleren Geschwindigkeit der Winde entspricht, im Meere erreicht worden ist, haben dieselben nur den fortwährenden, aber geringen Bewegungsverlust des Wassers durch die Reibung zu ersetzen, eine Leistung, welche dem Bewegungsmoment der Winde unzweifelhaft zugeschrieben werden darf.

Wenn wir derart den Winden die größte Rolle bei der Erzeugung der Meeresströmungen zuzusprechen genötigt sind, so dürfen wir doch nicht übersehen, dass auch Strömungen, allerdings mehr lokaler Natur, durch Unterschiede des specifischen Gewichtes in den Meeren hervorgerufen werden. Stehen zwei Meeresbecken mit einander in Verbindung, von denen das eine einen höheren Salzgehalt hat als das andere, so können die Wassermassen derselben nicht im Gleichgewicht sein. Das schwerere salzhaltigere Wasser dringt als Unterstrom in das Meeresbecken mit geringerem Salzgehalt ein und eine Oberflächenströmung führt umgekehrt das leichtere süßere Wasser aus letzterem in das erstere zurück. Dies ist der Fall bei der Ostsee und beim schwarzen Meere, welche weniger salzhaltig sind als die Nordsee und das ägäische Meer. Darum treffen wir am Ausgang dieser beiden Meere eine Oberflächenströmung nach auswärts, dort durch den Sund, den großen und kleinen Belt, hier durch die Dardanellen; aber auch eine untere, nach einwärts gerichtete Strömung schwereren Wassers ist direkt nachgewiesen worden.

Während die genannten Meere mehr Zuflüsse süßen Wassers erhalten, als sie durch Verdunstung verlieren, muss beim Mittelmeer wohl das Umgekehrte der Fall sein, wie der hohe Salzgehalt desselben

*) Direkt ist die Existenz dieses Unterschiedes allerdings nicht nachgewiesen worden, aber wenn man bedenkt, dass ein Kubikmeter Wasser dasselbe Bewegungsmoment besitzt wie 776 Kubikmeter Luft von gleicher Geschwindigkeit, wird die Annahme Ferrels sehr wahrscheinlich.

beweist.*) Die Resultate der Nivellements, nach denen das Niveau des Mittelmeeres etwas tiefer zu liegen scheint als das des atlantischen Oceans, würden damit in Übereinstimmung stehen. Nun ist seit langem bekannt, dass eine kräftige Oberflächenströmung, welche das Auslaufen der Schiffe aus dem Mittelmeer sehr erschwert, durch die Straße von Gibraltar nach Osten zieht, also das weniger salzhaltige Wasser des atlantischen Oceans dem Mittelmeer zuführt. Erst in neuerer Zeit hingegen ist auch eine unterseeische Strömung direkt nachgewiesen worden, welche umgekehrt salzhaltigeres Wasser des Mittelmeeres dem atlantischen wieder zurückerstattet. Die Existenz einer solchen Strömung musste zwar früher schon angenommen werden, weil sonst das Mittelmeer mit der Zeit in eine Salzsole sich hätte verwandeln müssen, wenn der Rückstand des abgedampften Salzwassers beständig in demselben sich ansammeln könnte.

Die Oberflächenströmung aus dem atlantischen Oceane hat eine Geschwindigkeit von 2—3 englischen Meilen pro Stunde und erreicht selbst 4—5 Meilen (dies ist immer erst etwas über 2 Meter pro Sekunde). Dieselbe ist in hohem Grade von der Windrichtung abhängig wie alle diese Strömungen. Im Bosporus und in den Dardanellen wird die aus dem schwarzen Meere kommende Strömung relativ süßen Wassers schon bei Windstille schwach und durch Südwestwinde ganz gehemmt, was dann auch auf den entgegengesetzt gerichteten Unterstrom den gleichen Einfluss hat. Über den Unterstrom aus dem Mittelmeere hat in neuerer Zeit Makarof interessante Beobachtungen angestellt. Er fand Anfang Mai (1889) im äußeren Teile der Straße von Gibraltar (Ausgang gegen den atlantischen Ocean) folgende Verhältnisse, die wir im Mittel von drei Stationen mitteilen:

Straße von Gibraltar:

Tiefe	Oberfläche	50 Meter	100 Meter	150 Meter	200 Meter	400 Meter Boden
Temperatur	15.6	—	13.8	—	13.0	12.9
Dichte**)	276	278	279	290	291	294

Der eingehende Strom reichte bis 100 Meter; der ausgehende begann zwischen 150 und 200 Meter, je nach der Lokalität.

Im roten Meere, das sich durch noch größeren Salzgehalt auszeichnet, müssen die Strömungen durch die Straße von Bab el Mandeb jenen in der Straße von Gibraltar analog sein, Winddriften erschweren die Nachweisung derselben. Doch ist der Unterstrom in neuerer Zeit namentlich durch Makarof konstatiert worden. Derselbe fand Anfang März den eingehenden Strom etwa bis 100 Meter Tiefe reichend mit einer

*) Man hat direkte Berechnungen darüber angestellt, wie viel Wasser die in das Mittelmeer einmündenden Flüsse demselben zuführen und wie viel es durch Verdampfung verliert, wobei man für den Verlust ein Übergewicht gefunden hat. Eine derartige Rechnung beruht auf sehr unsicheren Daten, doch wird die Richtigkeit des allgemeinen Resultates anderweitig verbürgt.

**) Bei 17.5 Grad C., zu lesen 1.0276 etc. Der Salzgehalt an der Oberfläche war demnach 3.62, am Grunde 3.85.

Temperatur von 26° und einem Salzgehalt von 3.64%, der ausgehende Strom darunter hatte 24° Mitteltemperatur und einen Salzgehalt von 3.83%.

Auf eine ähnliche Ursache von Strömungen hatte Sir Wyville Thomson, der wissenschaftliche Chef der «Challenger»-Expedition, großes Gewicht gelegt, das ist der Unterschied zwischen vorwiegender Verdunstung in dem einen Teile der Oceane und überwiegender Niederschläge in dem andern. Betrachtet man eingehender auf einem Globus die Verteilung der Wassermassen auf der Erde, so erkennt man, dass es eigentlich nur einen einzigen Ocean gibt, das ist die Südsee, welche die Wasserhemisphäre der Erde, deren Pol in die Gegend von Neuseeland fällt, fast ununterbrochen bedeckt. Der atlantische Ocean wie der nördliche große Ocean sind nur Golfe dieses wahrhaften Weltmeeres. Über diesen letzteren vom Lande umschlossenen Meeresteilen, welche der wärmeren nördlichen Halbkugel angehören, überwiegt nun, meint W. Thomson, die Verdunstung den Niederschlag, auf der ungeheueren Südsee aber mit ihrem feuchten kühlen Klima überwiegt umgekehrt der Niederschlag. So erklärt sich am einfachsten der (von W. Thomson angenommene) fortwährende unterseeische Zufluss antarktischen Wassers bis in den nördlichen atlantischen und pacifischen Ocean.

Gegen diese Ansicht mag zunächst bemerkt werden, dass in der Äquatorialregion rings um die Erde herum sicherlich ein Gürtel existiert, in welchem der Niederschlag größer ist als die Verdunstung, wie das geringe specifische Gewicht des Meerwassers daselbst bezeugt. Da dieser Gürtel (im atlantischen Ocean nach Buchanan von 8° nördlicher bis 5° südlicher Breite reichend) mit dem größten Umfang der Oceane überhaupt zusammenfällt, so repräsentiert er der Ausdehnung der nördlichen sogenannten Meeresgolfe gegenüber eine jedenfalls respektable Fläche und der auf den nördlichen Meeren vorausgesetzte Wasserverlust durch ein Überwiegen der Verdunstung könnte wohl auch von hier aus schon gedeckt werden.

Was nun diesen Verlust selbst anbelangt, so würde es wohl kaum gelingen, ihn direkt aus den vorhandenen Beobachtungen nachzuweisen oder zu widerlegen. Wenn wir aber die nördliche Hemisphäre als Ganzes betrachten, so ist nicht einzusehen, wohin das Wasser, das der nördliche Ocean angeblich verliert, kommen soll, da man keinesfalls annehmen kann, dass es als Wasserdampf in die südliche Hemisphäre hinübergeführt wird. Es müssten denn die Geologen nachweisen können, dass die Niederschläge über den Festländern fortwährend zum Teil von den Gesteinen gebunden werden oder in große Tiefen versinken. Andererseits scheint mir, dass durch das Übergreifen des Süd-Ost-Passates in die nördliche Hemisphäre und durch den Effekt der Küstengestaltung der Kontinente auf die Äquatorialströmung ein größerer Teil derselben in den nördlichen atlantischen und pacifischen Ocean hinübergeführt wird als in den südlichen und dass mithin diese oceanischen Becken ohnehin schon oberflächlich einen beträchtlichen Wasserzuschuss erhalten dürften.

Die Basis, auf welcher die Hypothese von Thomson über die Ursache der kalten antarktischen Bodenströmung beruht, erscheint sonach hinfällig.

Evans hat in letzter Zeit aus den allerdings noch wenig zahlreichen regelmäßigen Aufzeichnungen der Niveauschwankungen des Meeres gezeigt, dass aus den vorhandenen Daten hervorzugehen scheint, dass das mittlere Meeresniveau auf der südlichen Hemisphäre im Juni, auf der nördlichen im Januar seinen höchsten Stand erreicht, so dass also auf der südlichen Hemisphäre der höchste Wasserstand einzutreten scheint, wenn die Sonne nördlich vom Äquator, auf der nördlichen, wenn sie südlich vom Äquator verweilt. Weitere Bestätigungen dieser merkwürdigen Thatsache müssen abgewartet werden.

Wellen des Meeres. Windwellen. Durch den ungleichen Druck des Windes auf den Wasserspiegel entstehen Hebungen und Senkungen desselben, die nach den Gesetzen eines schwingenden Pendels fortdauern und nach allen Richtungen hin sich fortpflanzen, bis die Reibung die bewegende Kraft allmählich aufgezehrt hat.

Der Wind kommt stets in Form von einzelnen Luftstößen und seine Wirkung besteht in einer Reihenfolge von Impulsen, wodurch zunächst eine unregelmäßige Folge kleinerer Wellen entsteht, die sich aber beim Fortschreiten und bei Fortdauer dieser Impulse zu größeren Wellen vereinigen, so dass, wenn der Wind auf eine sehr ausgedehnte Wasserfläche längere Zeit wirkt, endlich nur große Wellenzüge vor ihm herrollen. Die Bewegung der einzelnen Wasserteilchen ist dabei bekanntlich nicht eine mit der Welle fortschreitende, sondern eine oscillierende. Die Wasserteilchen beschreiben Kreise oder Ellipsen um ihre Ruhelage, nur die Bewegungsform pflanzt sich fort, während die auf- und niederschwingenden Wassermassen selbst an ihrer Stelle bleiben, wie die Kornähren eines Feldes, über welches Windwellen hinlaufen. Ein auf bewegter See schwimmender Körper behält deshalb seine Position bei, vorausgesetzt, dass seine über Wasser befindliche Oberfläche nicht dem Winde genügenden Widerstand bietet, dass er ihn vor sich hertreiben kann; sonst schwingt er nur mit dem Wellengang auf und nieder. Darauf beruht ja die Möglichkeit, mittelst des Logs die Geschwindigkeit eines Schiffes zu schätzen. Eine geringe Vorwärtsbewegung der Wasserteilchen mit dem Winde findet an der Oberfläche allerdings statt, weil der Wind auf die rückwärtigen Abhänge der Wellenberge stärker wirkt als auf die vorderen, aber diese geringe progressive Bewegung an der Oberfläche ist nur von untergeordneter Bedeutung gegenüber der oscillierenden Bewegung der ganzen Wassermasse.

Den horizontalen Abstand von einem Wellenberg oder Wellenkamm zum andern nennt man die Wellenlänge, der vertikale Abstand vom tiefsten Punkte des Wellenthales zum höchsten des Wellenberges heißt die Wellenhöhe. Nach den Versuchen der Gebrüder Weber erstreckt

sich die oscillierende Bewegung der Wasserteilchen in einer Welle bis zu einer Tiefe, welche der 350fachen Wellenhöhe gleichkommt. Einen Fuß hohe Wellen könnten demnach schon die seichte Nordsee bis zum Grunde aufwühlen. Es ist aber dabei zu berücksichtigen, dass die Schwingungsgröße mit der Tiefe rasch abnimmt. In einer Tiefe gleich $^1/_{10}$ der Wellenlänge ist die Schwingungsgröße nur mehr wenig größer als die Hälfte von jener der Oberfläche; in einer Tiefe gleich der halben Wellenlänge ist die Schwingungsgröße nicht mehr ein halbes Zehntel der Wellenhöhe (0.04) und in einer Tiefe gleich der Wellenlänge selbst ist sie gleich 0.002 der Wellenhöhe, also schon ganz zu vernachlässigen.

Direkt hat man die Wirkungen der Wellen bis zu etwa 200 Meter Tiefe verfolgen können.

Nach dem vorhin Gesagten bedürfen die ursprünglich kleinen Wellen einer sehr ausgedehnten Wasserfläche, um sich unter Einwirkung des Windes allmählich zu immer größeren Wellenzügen vereinigen zu können. Daher kommen die größten Wellen nur in ausgedehnten Oceanen vor. Sie haben aber auch tiefes Wasser nötig, weil im anderen Falle die Oscillationen durch die Reibung am Boden bald geschwächt und aufgehoben werden.

Über die Höhe der Wellen findet man häufig übertriebene Angaben. Einige der verlässlichsten Daten sind folgende. Nach Scoresby erreichen die größten Wellen im nordatlantischen Ocean eine Höhe von 7—9 Meter (Abstand zwischen Wellenthal und Wellenberg), als Mittel bei Weststürmen gibt er $5^1/_2$ Meter Wellenhöhe an. Die norwegische Expedition des «Vöringer» maß im Juli 1876 bei einem Südsturm 7.6 Meter Wellenhöhe. Bei der Erdumseglung der «Bonite» und «Venus» fand man keine größere Wellenhöhe als $7^1/_2$ Meter, die «Novarra» fand im Maximum $8^1/_2$—$10^1/_2$ Meter. Wilkes gibt als Maximum im pacifischen Ocean 10 Meter, James Ross im südatlantischen 6.7 Meter. Bei Nordweststürmen am Kap der guten Hoffnung will man Wellenhöhen von 12 Meter gefunden haben, am Kap Horn von 9.8 Meter. In der Bai von Biscaya sollen nach französischen Beobachtungen die Wellen bis zu 11 Meter Höhe erreichen; für das Mittelmeer wird als Maximum 4.3 Meter, für die Nordsee 4 Meter angegeben. Die sorgfältigsten Messungen gaben als äußerstes Maximum der Wellenhöhe 12—15 Meter.

Nach Schott kann man annehmen, dass der Passat von normaler Stärke (etwa 8—10 Meter pro Sekunde) Wellen von $1^1/_2$ bis 2 Meter aufwirft; eine steife Brise (etwa 17 Meter pro Sekunde) Wellen von 5 Meter Höhe gibt, und orkanartige Stürme (30—40 Meter pro Sekunde) Wellen von 9—13 Meter. Die Wellenhöhe wächst zuerst rasch, dann nur mehr langsam. Lieutenant Paris sah bei einem 4tägigen Weststurme am Kap die Höhe der Wellen nur von 6 auf 7 Meter wachsen, die Länge derselben aber von 113 auf 235 Meter. Krümmel beobachtete, dass, als der Passat von 7 auf 12 Meter sich verstärkte, die Wellenhöhe bloß um $^1/_3$ zunahm, während die Wellenlänge dreimal größer wurde.

Einige zusammengehörige Werte der Hauptelemente der Wellenbewegung, d. i. Wellenhöhe (h), Wellenlänge (l), Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Wellenbewegung (c), und Wellenperiode (t) mögen hier Platz finden.*)

Autor	Wind- Richtung	Wind- Geschwindigk. m sec.	Wellen- höhe m	Wellen- länge m	Geschwindigkeit Seem. Stunde	Geschwindigkeit m sec.	Wellen- Periode sec.
Gazelle	NW	20	10 12	132	27.6	14.2	9.3
"	NW	14	10	107	25.5	13.1	8.1
"	W	20	7—8	193	31.9	16.4	11.8
Abercromby	NW	Sturm	14	233	47.5	24.5	16.5

Die Steilheit der Wellenberge ist, wie man schon aus diesen Angaben entnehmen kann, nicht erheblich, bei mäßigen Winden ist der mittlere Böschungswinkel etwa 6°, bei starkem, steifen Winde etwa 10°, bei Sturm 11° (nach Schott).

Von der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Wellenform als solcher ist die Oscillationsgeschwindigkeit der Wasserteilchen in der Welle zu unterscheiden. Dieselbe ist viel kleiner als jene. Die erzeugende Windgeschwindigkeit scheint ferner in allen Fällen viel größer zu sein als die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Welle, und namentlich als die Oscillationsgeschwindigkeit der Wasserteilchen. Der Wind überträgt nur $^1/_7$ bis $^1/_4$ seiner Geschwindigkeit auf die Wasserteilchen. Die Wellenbewegung pflanzt sich aus dem Sturmgebiete nach allen Seiten hin fort als sogenannte «tote See» (gegenüber der Windsee) oder Dünung. Die Dünungswellen haben bei gleicher Wellenlänge eine geringere Höhe und eine mehr abgerundete flache Form gegen die Wellen der Windsee. Beim Abflauen des Windes oder beim Fortschreiten der Windwellen über das Sturmfeld hinaus nimmt am raschesten die Wellenhöhe ab, die Wellenlänge etwa nur halb so schnell, am langsamsten nimmt die Fortpflanzungsgeschwindigkeit ab. Eine von Schott beobachtete Dünung hatte in einer Entfernung von 1100 Seemeilen (d. i. circa 2000 Kilometer) von ihrem Entstehungsorte ihre Fortpflanzungsgeschwindigkeit von 14.2 Meter pro Sekunde bloß auf 12.0 Meter vermindert, die Wellenlänge von 129 auf 93 Meter, dagegen die Wellenhöhe von 9 auf 4 Meter. Die längsten Dünungswellen hat Mothez im atlantischen Ocean beobachtet mit 824 Meter ($t = 23$ Sekunden, $c = 70$ Seemeilen pro Stunde $= 36$ Meter pro Sekunde). Die Dünungswellen können sich daher auf überraschend große Entfernungen hin fortpflanzen, wie wir noch sehen werden.

Wenn man sagt, dass die Wellen dem Sturm vorauseilen, und dass eine schwere Dünung den Seemann vor einem Sturm warnen, d. h. auf einen entfernten Sturm aufmerksam machen kann, so ist dies mit Rücksicht auf die Fortpflanzung eines Sturmfeldes oft richtig, nicht aber in

*) Theoretisch ist natürlich $l = c\,t$, die Beobachtungen stimmen wohl nicht immer damit. Ferner könnte theoretisch in tiefem Wasser $h : l = 0.142$ oder nahe $^1/_7$ sein, in Wirklichkeit ist h viel kleiner.

Bezug auf die Windgeschwindigkeit innerhalb des Sturmfeldes selbst. Wir haben ja gesehen, dass namentlich die tropischen Cyklonen als solche nur relativ langsam fortschreiten gegenüber den großen Windgeschwindigkeiten im Bereiche derselben. Die Sturmfelder der Tropen schreiten nur mit einer mittleren Geschwindigkeit von 4—6 Meter pr. Sek. fort, jene der aussertropischen Breiten haben eine durchschnittliche Geschwindigkeit von 8—10 Meter. Die Winde pflanzen sich eben nicht mit ihrer Geschwindigkeit geradlinig fort, wie die Dünungswellen, sondern umkreisen mehr oder minder ein Barometer-Minimum. Die Dünungswelle kann daher selbst in Front des vorrückenden Sturmfeldes demselben vorauseilen.

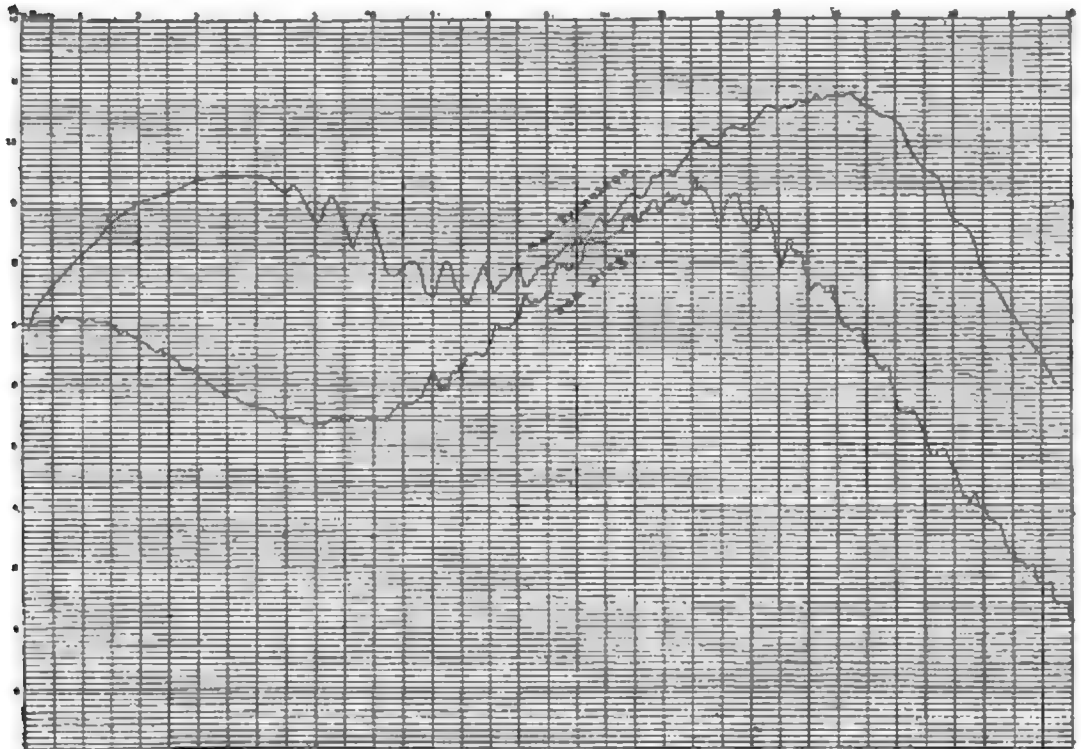
Die außerhalb eines Sturmfeldes sich fortpflanzenden Wellenzüge, der hohe Seegang nach einem Sturm (*swell*, d. i. Dünung), machen sich oft erstaunlich weit außerhalb des sie erzeugenden Sturmgebietes fühlbar. Wo ein solcher Wellengang eine Küste trifft, erzeugt er verschiedene Formen der Brandung, je nachdem er eine Steilküste oder eine Flachküste trifft *(rollers, surf)*. Indem die Fortpflanzung der tieferen Teile der Welle durch das Seichterwerden des Grundes verzögert wird, überstürzen die nachrückenden Wellen die vorderen und geben zur Entstehung von schäumenden Wasserbergen Veranlassung, die mit großer Geschwindigkeit den Strand hinanlaufen. Zu den Küsten, welche durch eine furchtbare Brandung berüchtigt sind, gehört die von Madras in Vorder-Indien und die äquatoriale Westküste von Afrika, wo die Brandung Calema heißt. Die im tropischen, sturmlosen, atlantischen Ocean liegenden Inseln St. Paul, Ascension, St. Helena werden zuweilen von hohen Wellenzügen heimgesucht, die mit verheerender Heftigkeit sich an ihnen brechen *(rollers)*. Es hat sich herausgestellt, dass im Winter der südlichen Hemisphäre die «*rollers*» von Süd und Südwest kommen, im Winter der nördlichen Halbkugel aber von Nordwest, und dass ihre Häufigkeit genau parallel geht mit der gleichzeitigen Häufigkeit der Südwest- und Nordweststürme der außertropischen Teile des süd- und nordatlantischen Oceans, so dass kaum ein Zweifel darüber bleibt, dass die Dünung *(swell)* der heftigen Nordweststürme des Winters im atlantischen Ocean außerhalb der Passatgrenzen und ebenso jene der Südweststürme des südlichen Oceans den Äquator erreicht und überschreitet. Auch die Intensität der Calema der tropischen Westküste Afrikas zeigt einen Zusammenhang mit der Zeit der heftigsten Stürme im außertropischen Teile des südatlantischen Oceans.

Erdbeben-Wellen. Sehen wir hier die von Stürmen in den Oceanen erzeugte Wellenbewegung sich auf erstaunliche Entfernungen hin fort pflanzen, so geben uns die Erdbebenwellen noch ein anderes und wichtigeres Beispiel der Fortpflanzung von Wellen selbst über die ganze Breite des pacifischen Oceans.

Das Erdbeben, welches am 23. December 1854 Simoda in Japan zerstörte, erzeugte eine Welle, welche am gegenüberliegenden Ufer des

pacifischen Oceans von den selbstregistrierenden Flutmessern zu San Francisco und San Diego in Californien verzeichnet wurde. Die Zeit, welche die Welle brauchte, um den 4527 Seemeilen oder 8400 Kilometer langen Weg von Simoda nach San Francisco zurückzulegen, betrug 12 Stunden 38 Minuten, die mittlere Geschwindigkeit des Fortschreitens der Welle war also 358 Seemeilen per Stunde = 184.5 Meter per Sekunde. Die Wellenberge folgten sich in Intervallen von 35 Minuten, dies entspricht einer Wellenlänge von 210 Seemeilen = 3900 Kilometer.*) Die Höhe dieser Welle war zu San Francisco nur mehr 4.6 Centimeter.

Fig. 85.



Erdbebenwelle vom 23. December 1854.
Registriert von den Flutmessern zu San Francisco und San Diego.

Die Figur 85 gibt ein Bild dieser Erdbebenwelle, wie selbe von den registrierenden Flutmessern zu San Francisco und San Diego aufgezeichnet wurde. Die kleinen Zacken auf dem Rücken der Flutwelle sind die Hebungen und Senkungen des Wasserspiegels infolge der Erdbebenwellen. Auf dem linken Rande der Zeichnung ist eine Fusskala angebracht, welche die Höhen der Wellenberge beurteilen lässt, am oberen Rande eine Zeit-(Stunden-)Skala.

*) Für San Diego (Distanz von Simoda 4917 Seemeilen) war die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Welle 355 nautische Meilen pro Stunde, die Dauer der Oscillation 31 Minuten, die Wellenlänge 190 Meilen, was einer mittleren Tiefe von 2100 Faden auf der Strecke Simoda—San Diego entspricht.

Derartige Wellen, welche durch einen einmaligen Impuls an einer bestimmten Stelle erzeugt werden und sich frei durch den Ocean in jeder Richtung fortpflanzen, schreiten mit einer Geschwindigkeit fort, welche (bei gleicher Wellenlänge) der Quadratwurzel aus der Tiefe des Wassers proportional ist. Airy hat eine Formel und eine nach dieser berechnete Tabelle gegeben, welche aus der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Wellen die durchschnittliche Tiefe des Wassers leicht zu berechnen gestattet. Aus der Geschwindigkeit der oben erwähnten Erdbebenwelle von Simoda hat man die mittlere Tiefe des pacifischen Oceans zwischen Japan und Kalifornien zu circa 2200 Faden oder 4025 Meter berechnet.*)

*) Da man schon aus der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Wellen interessante Resultate über die mittlere Tiefe der Meere abgeleitet hat, der eigentliche Zusammenhang aber zwischen Wassertiefe und Geschwindigkeit der Wellen nicht immer richtig aufgefasst worden ist, und weder die Lehrbücher der Physik noch die der physischen Geographie darüber Aufschluss geben, so mag hier in aller Kürze die Relation zwischen Wassertiefe, Wellenlänge und Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Wellenbewegung genauer dargelegt werden. Von der Wellenhöhe können wir absehen, sobald wir den in der Praxis fast immer stattfindenden Fall voraussetzen, dass die Wellenhöhe gegen die Wassertiefe vernachlässigt werden kann, d. h. sobald es einerlei ist, ob man die Wassertiefe vom ruhigen oder bewegten Wasserspiegel aus messen würde.

Bezeichnet v die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Welle, λ die Wellenlänge, e die Basis der natürlichen Logarithmen (d. i. die Zahl 2.7183), g die Beschleunigung der Schwere (in Meter 9.806 unter 45 Grad), h die Wassertiefe, $\pi = 3.14159$ etc., so gilt die Gleichung:

$$v^2 = \frac{g\lambda}{2\pi}\,\frac{e^{\frac{2\pi h}{\lambda}} - e^{-\frac{2\pi h}{\lambda}}}{e^{\frac{2\pi h}{\lambda}} + e^{-\frac{2\pi h}{\lambda}}} \text{ oder } = \frac{g\lambda}{2\pi}\cdot\frac{e^{\frac{4\pi h}{\lambda}} - 1}{e^{\frac{4\pi h}{\lambda}} + 1}$$

Aus dieser Formel lässt sich die Geschwindigkeit der Wellen, wenn λ und h bekannt sind, mit wenig Mühe berechnen, auf ihr beruht die oft citierte und wieder abgedruckte Tabelle von Airy. Wollte man aber umgekehrt mittelst derselben die Wassertiefe aus v und λ berechnen, so würde dies allerdings umständlichere Rechnungen erfordern.

Nun sind aber in der Natur zumeist nur zwei Grenzfälle zu berücksichtigen, für welche sich die Formel sehr einfach gestaltet. Diese Fälle sind:

1. Windwellen. Bei diesen ist nach dem im Text Mitgeteilten die Wellenlänge in den allermeisten Fällen nur ein Bruchteil der Wassertiefe, oder $h:\lambda$ ist eine kleinere oder größere ganze Zahl. Die im Zähler und Nenner stehenden Potenzen von e werden dann so große Zahlen, dass eine Verminderung oder Vergrößerung derselben um 1 an dem Quotienten nichts mehr ändert, er bleibt gleich 1. Selbst wenn die Wassertiefe $= \frac{1}{2}\lambda$, ist der Quotient rechter Hand noch nicht kleiner als 0.996, der Fehler, der entsteht, wenn man ihn gleich 1 setzt, ist also kaum ein halbes Procent. In diesem Falle reduciert sich die Formel auf

$$v^2 = \frac{g\lambda}{2\pi} \qquad v = 1.25\sqrt{\lambda} \text{ (Meter pro Sekunde).}$$

Wenn also die Wassertiefe größer ist als die halbe Wellenlänge, so ist die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Wellen unabhängig von der Tiefe und nimmt nur mit der Wellenlänge zu oder ab.

2. Erdbeben-Wellen und sekundäre (progressive) Flutwellen. Bei diesen ist die Wellenlänge sehr groß, selbst gegenüber den größten oceanischen Tiefen. Die Erdbeben-Wellen von Simoda (December 1854) hatten ungefähr 210 Seemeilen Länge (Abstand von einem Wellenkamm zum andern), für jene von Arica (August 1868) finde ich die Wellenlänge zwischen

Später haben die Erdbeben von Arica (Peru) am 13. August 1868 und von Iquique (Peru) am 9. Mai 1877 Veranlassung zu großen Wellen gegeben, welche auf den Inseln der Südsee und an den Küsten von Neuseeland und Australien, und ebenso auf den Sandwich-Inseln und auf Japan beobachtet werden konnten und so Gelegenheit gegeben haben, soweit genaue Zeitangaben vorlagen, die mittlere Tiefe der von diesen Wellen durchmessenen Teile des pacifischen Oceans zu berechnen. Die Erdbebenwelle von Arica pflanzte sich in 9 Stunden 23 Minuten nach Honolulu und in nahezu 23 Stunden nach Newcastle an der Ostküste von Australien fort. Daraus ergibt sich die mittlere Tiefe des Oceans längs der ersteren Linie zu 2300 Faden (4210 Meter), längs der zweiten nur zu 1300 Faden (2380 Meter). Desgleichen hat man aus der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenwelle von Iquique die mittlere Tiefe des Oceans in der Richtung nach den Samoa- und Sandwich-Inseln und auch nach Japan zu rund 2200 Faden (4025 Meter) gefunden, in der Richtung nach Neuseeland aber nur zu 1400 Faden (2560 Meter). Im allgemeinen stimmen diese Daten ziemlich gut mit den vorhandenen Lotungen.

In letzter Zeit hat die furchtbare Eruption des Krakatau eine große Welle erzeugt, welche in der nächsten Umgebung die schrecklichsten Verheerungen anrichtete und sich über den indischen Ocean nach West und Süd fortpflanzte, während sie nach Nord und Ost hin durch Landmassen und seichte Meere in ihrem Fortschreiten gehemmt wurde. Es war namentlich der letzte Akt des großen vulkanischen Dramas (bei welchem am 27. August 1883 um 10^h vormittags Lokalzeit die ganze nördliche Hälfte des Vulkans in einer schrecklichen Explosion in die Luft geschleudert wurde,) der eine ungeheure Meereswelle erzeugte, die an den

---

100 und 140 Seemeilen, für jene von Iquique (Mai 1877) sehr übereinstimmend rund 130 Seemeilen. Da 1000 Faden = 0.986, 2000 = 1.97, 3000 Faden = 2.96 Seemeilen, so sieht man, dass in diesem Falle und in noch höherem Maße bei den Flutwellen die größten oceanischen Tiefen nur kleine Bruchteile der Wellenlänge, die Oceane also seichtes Wasser für diese Wellen sind. In der oben aufgestellten Formel wird dann der Quotient im Exponenten von e d. i. $2\pi h : \lambda$ ein echter Bruch und man kann die Exponentialgrößen im Zähler und Nenner durch die bekannten konvergierenden Reihen ersetzen, deren Division, wie eine elementare Rechnung lehrt, in erster genügender Annäherung zum Quotienten die Größe $\frac{2\pi h}{\lambda}$, d. i. den Exponenten selbst, liefert. Man hat dann:

$$v^2 = \frac{g\lambda}{2\pi} \cdot \frac{2\pi h}{\lambda} = gh, \qquad v = \sqrt{gh}, \qquad h = \frac{v^2}{g}.$$

Wenn die Wellenlänge einmal relativ sehr groß ist, dann ist die Geschwindigkeit nicht mehr abhängig von derselben, sondern bloß von der Wassertiefe. Sie wird dann gleich der Geschwindigkeit, die ein fallender Körper erreichen würde, wenn man ihn (im leeren Raum) von der Oberfläche aus auf den Grund des Wasserbeckens fallen ließe. Scott Russel hatte diese einfache Relation schon früher auf empirischem Wege gefunden, sie gilt aber nur für den bezeichneten Grenzfall. Nehmen wir aber den ungünstigsten Fall, der in Wirklichkeit vorkommen kann, dass eine Erdbebenwelle von 100 Seemeilen Breite durch einen 3000 Faden = 2.96 Seemeilen tiefen Ocean fortschreitet, so gibt Airy's vollständige Formel die Geschwindigkeit derselben gleich 230.6 Meter pro Sekunde, Russel's empirische Formel hingegen 231.6 Meter, d. i. nur ein halbes Procent mehr.

benachbarten Küsten von Java und Sumatra eine Höhe von mindestens 21 bis 25 Meter (einige Angaben gehen bis 30 und 40 Meter) erreichte. Diese größte Welle scheint es gewesen zu sein, welche sich auf die weitesten Entfernungen hin fortgepflanzt hat und von zahlreichen registrierenden Flutmessern im indischen Ocean und auch noch im atlantischen Ocean aufgezeichnet worden ist. Capt. Wharton hat diese Aufzeichnungen eingehend bearbeitet und diskutiert, und wir entnehmen seiner Untersuchung die folgenden wenigen Daten.*)

Zu Batavia hatte die Welle noch eine Höhe von 1.83 Meter und eine Periode von 2 Stunden; zu Colombo auf Ceylon (Distanz 1760 engl. geogr. Meilen = 3260 Kilometer) 1.12 Meter, auf Mauritius (Distanz 2900 Meilen = 5380 Kilometer) 0.5 Meter, zu Port Alfred (östliches Kapland, Distanz 4624 Meilen = 8577 Kilometer) 0.43 Meter, in der Tafelbai (Distanz 5100 Meilen = 9460 Kilometer) 0.25 Meter und in der Orangebai bei Kap Horn an der Südspitze Südamerikas (Distanz 7600 Meilen = 14100 Kilometer) immer noch 0.10 bis 0.12 Meter. Am Kap Horn erschienen aber zwei Wellenreihen statt einer. Da nun der Südpol direkt zwischen der Sundastraße und Kap Horn liegt, so müssen die Wellen, durch das Land um den Pol abgelenkt, von zwei Seiten gekommen sein. Eine dieser Wellen erschien um 7 Stunden früher als die andere. Die Untersuchung zeigte, dass dies diejenige Welle war, welche an der pacifischen Seite des Pols sich fortpflanzte, hier stimmt die Rechnung mit der annähernd bekannten Tiefe. Die andere Welle muss durch relativ seichtes Wasser im südatlantischen Ocean eine Verzögerung erlitten haben. Da nun auch die Bodentemperaturen, wie wir früher Seite 254 bemerkt haben, für einen seichten Rücken von den Falkland-Inseln gegen den Pol hin sprechen, so haben wir für die Existenz eines solchen zwei von einander ganz unabhängige Belege.

In Port Alfred (Kapland, Südafrika) langte die Welle mit einer mittleren Geschwindigkeit von 372 engl. geogr. Meilen oder 690 Kilometer pro Stunde = 192 Meter pro Sekunde an und hatte eine Periode von 64 Minuten. Die mittlere Tiefe des indischen Oceans zwischen dem Krakatau und dem Kaplande würde sich daraus zu 2245 Faden = 4070 Meter**) ergeben; die Lotungen lassen aber auf eine etwas größere Tiefe schließen. Wharton fand überhaupt, dass die aus der Fortpflanzungs-Geschwindigkeit der Welle berechneten Meerestiefen in allen Fällen etwas zu klein ausfallen.

*) Nach: The Eruption of Krakatoa and subsequent phenomena. Report of the R. Soc. London 1888.

**) Die Formel $h = (v^2 : g)$ gibt mit $v = 192$ nur 3740 Meter. Wharton hat aber genauer mit der mittleren Geschwindigkeit im Ocean selbst, mit Ausschluss der seichten Küstenwasser gerechnet, welche 388 Meilen = 723 Kilometer pro Stunde = 200 Meter pro Sekunde war.

Möglicherweise hat sich die Welle auch noch durch den ganzen atlantischen Ocean bis in den englischen Kanal hinauf fortgesetzt.*) Der Schall selbst, d. h. das Geräusch der Detonation, pflanzte sich über eine Fläche von 3—4000 Kilometer Halbmesser fort, d. i. etwa über den dreizehnten Teil der Erdoberfläche.

Stehende Wellen, «Seichen». Bildet sich eine solche frei fortschreitende Welle in einem Meeres- oder Seebecken und wird an dessen Ufern reflektiert, so gerät die ganze Wassermasse in eine regelmäßig oscillierende Bewegung, deren Schwingungsdauer von den Dimensionen des Wasserbeckens abhängig ist. Es bildet sich durch Interferenz der primären und der reflektierten Welle eine sogenannte «stationäre» Welle (eine stehende Schwingung wie die der Luftteilchen in einer angeblasenen Orgelpfeife). In letzter Zeit hat Forel eine eigentümliche, früher unerklärte Bewegung des Wasserspiegels des Genfer Sees auf diese Ursache zurückgeführt. Seit jeher war den Genfern ein Phänomen bekannt, dem man den Namen «*seiche*» gegeben hat. Das Niveau des Sees erhebt sich langsam während 30 bis 40 Minuten zu einer variablen Höhe von etlichen Centimetern bis zu ebensovielen Decimetern, dann senkt es sich wieder allmählich um den gleichen Betrag, und diese Schwankungen dauern eine längere oder kürzere Zeit fort, ohne dass in den am Orte selbst herrschenden Wind- und Witterungsverhältnissen ihre Ursache gefunden werden könnte. Allerdings hatte man beobachtet, dass bei ruhiger Atmosphäre die Amplituden der «*seiches*» sehr gering sind, hingegen viel größer werden (in seltenen Fällen bis zu 2 Meter), wenn der Luftdruck niedrig und sehr veränderlich ist. Forel hat nun durch sorgfältige Beobachtungen nachweisen können, dass ein solches Schwanken des Seespiegels auch in den anderen Schweizer Seeen vorkommt und dass die Perioden der Oscillation in engster Beziehung zur Länge und Tiefe des Seebeckens stehen, so dass aus der mittleren Dauer der Oscillation und der Länge des Sees die mittlere Tiefe desselben mit großer Genauigkeit abgeleitet werden kann, wenn man die Gesetze einer stationären Welle in Anwendung bringt.**)

*) Interessanter noch als die Fortpflanzung dieser großen Meereswelle ist eigentlich jene der Luftwelle, welche gleichzeitig von der Eruptionsstelle ausgieng und von den registrierenden Barometern in Europa und Nordamerika noch deutlich registriert wurde. Diese Luftwelle umkreiste die ganze Erde wenigstens dreimal, und man konnte daher die Geschwindigkeit derselben recht sicher berechnen. Sie ergibt sich zu 314 Meter pro Sekunde, d. i. die Geschwindigkeit des Schalles bei einer mittleren Temperatur von — 28 Grad Celsius, das wäre also die mittlere Temperatur der ganzen Lufthülle, durch welche die Luftwelle sich fortpflanzte.

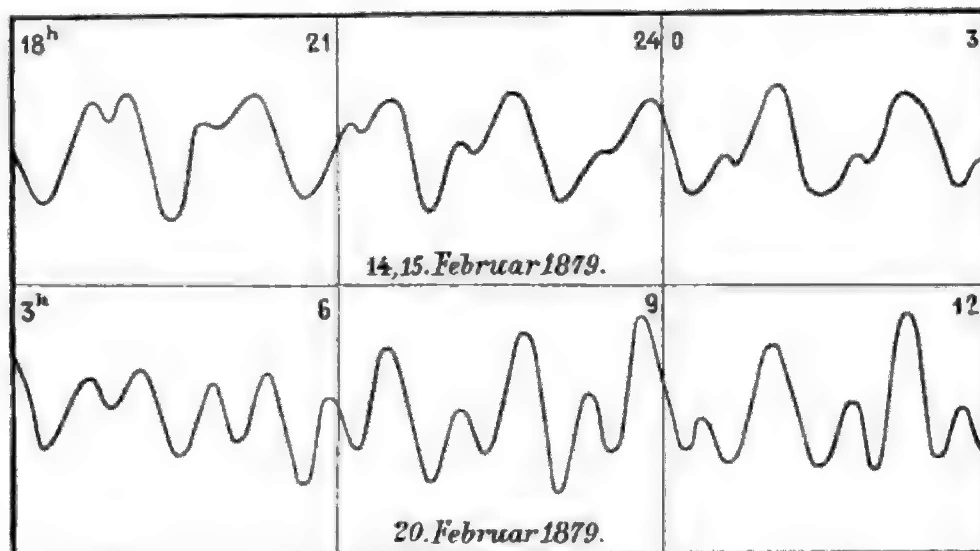
**) Im Falle, wo die Länge des Bassins l sehr beträchtlich ist gegenüber der Tiefe h, ist die Relation zwischen der halben Schwingungsdauer t und den genannten Größen folgende:

$$t = \frac{l}{\sqrt{g h}}$$

d. i. die halbe Periode einer Oscillation der «seiche» ist gleich der Zeit, welche nöthig wäre, um einen Weg gleich der Länge des Sees zurücklegen, mit der Endgeschwindigkeit eines aus einer Höhe gleich der mittleren Tiefe des Sees frei fallenden Körpers. Nach P. du Boys ist als

Die folgende Figur 86 ist eine teilweise Reproduktion der von dem selbstregistrierenden Wasserstandsmesser des Herrn Ph. Plantamour bei Genf aufgezeichneten Kurven, in welchen sehr schön die rhytmische Schwankung des Seespiegels, sowie namentlich die Übereinanderlagerung zweier Oscillationen von ungleicher Schwingungsdauer zur Erscheinung kommt.

Fig. 86.



Kurven des Limnographen zu Sécheron bei Genf. 1/5 nat. Größe.

Auch der Bodensee hat seine *«seiches»*. Der Limnograph zu Bodman gab die Dauer der einmaligen (uninodalen) Oscillation zu 55.8 Minuten, die der Doppelschwankung zu 28.1 Minuten; die mittlere Höhe der Wellen war nur 11 Millimeter, viel kleiner als am Genfer See.

---

mittlere Tiefe jene der Linie größter Tiefe einzusetzen, d. i. jene längs des «Thalweges» zu nehmen, denn die Welle pflanzt sich in der Achse der großen Tiefe fort.

Forel fand die Oscillationsdauer der (uninodalen) Welle in der Längsachse des Sees zwischen Villeneuve und Genf zu 73 Minuten. Bei einer Länge des Seebeckens von 73.2 Kilometer gibt dies eine mittlere Tiefe von 114 Meter. — Die Oscillationsdauer der transversalen stationären Welle zwischen Morges und Amphion wurde zu 617 Sekunden ermittelt, was bei einer Breite von 13.8 Kilometer einer mittleren Tiefe von 205 Meter entspricht. Diese Zahlen stimmen sehr gut mit den gemessenen Seetiefen. In ähnlicher Weise hat sich auch an den übrigen Schweizer Seeen dieses Gesetz erprobt. Eine schöne Bestätigung der Formel für die «seiches» in einem extremen Falle hat der sehr seichte Lac George in Neusüdwales geliefert. Seit 1885 ist an demselben ein Limnograph aufgestellt, der sehr schöne regelmäßige Oscillationen von 131 Minuten Dauer registriert hat. Daraus ergibt sich nach der Formel eine mittlere Tiefe von 5.34 Meter. Russel gibt die mittlere Tiefe zu 4.6 bis 6.1 Meter, also damit sehr übereinstimmend an.

Die neueren an dem selbstregistrierenden Apparat bei Genf angestellten Beobachtungen zeigen, dass die Hauptschwankung der «seiches» von einer Nebenschwankung begleitet ist, und dass dergestalt die eigentümlichen Wellen, welche der Limnograph zeichnet, sich durch die Koexistenz zweier Schwankungen, von welchen die zweite in der gleichen Zeit nicht ganz doppelt so viel Schwingungen als die erste macht, erklären lassen. Die Beobachtungen von Sarasin bei Vevey haben einen weiteren Beweis dafür geliefert, dass die Schwingungen des Wasserspiegels in der That von einer uninodalen und einer binodalen stehenden Welle in der Längsachse des Sees herrühren, letztere hat eine Schwingungsdauer von 35.6 Minuten.

Die Anregung zu einer solchen schwingenden Bewegung der Wassermasse eines Sees geben örtliche einmal wirkende Impulse, wie lokale heftige Windstöße (Böen), Tromben, Lawinen, Bergstürze, Erdbeben, namentlich auch rasche Luftdruckänderungen.

Auch in den Meeresbecken müssen solche den «*seiches*» der Seeen analoge Wellenbewegungen vorkommen, und in der That hat Airy bei der Diskussion der Flutaufzeichnungen von Malta eine Oscillation von kurzer Dauer (21 Minuten) gefunden, die er auf das zeitweilige Eintreten einer solchen stehenden Schwingung des Meeres zwischen den Küsten von Afrika und Sicilien zurückführt.

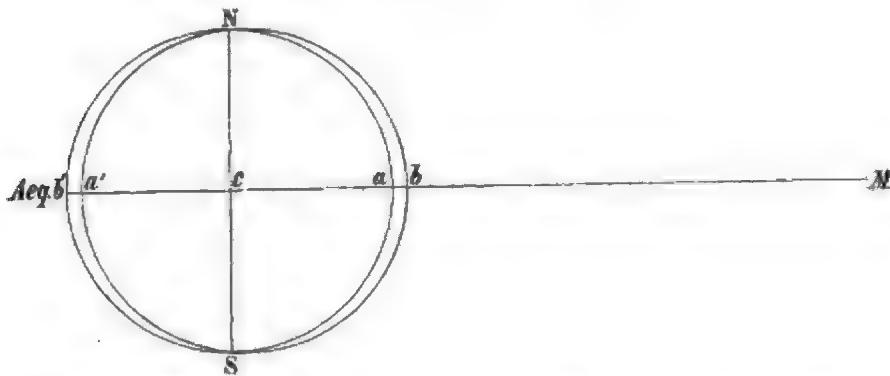
Seit 2000 Jahren haben die merkwürdigen Strömungen in der engen Straße des Euripus, wo die berühmte fünfbogige Brücke die Insel Euböa mit dem Festlande verbindet, die Aufmerksamkeit der Reisenden und Naturforscher beschäftigt, ohne dass es gelungen wäre, die Erscheinung zu erklären. Die Strömungen unter der Brücke sind so heftig, dass Mühlen durch sie in Bewegung gesetzt werden; das Überraschendste dabei aber ist, dass die Richtung derselben 4- bis 14mal täglich sich ändert. Genauer gesagt, es gibt Perioden, wo die Strömung innerhalb eines Mondtages von 24 Stunden 50 Minuten nur viermal ihre Richtung ändert, dies ist der Fall zur Zeit, wo die Ebbe und Flut im ägäischen Meere ihre größte Amplitude erreicht hat. Zur Zeit der Quadraturen aber (Nippfluten), wo die Flutbewegung am schwächsten ist, beobachtet man unter der Brücke des Euripus eine 11- bis 14malige Änderung der Strömungs-Richtung. Forel erklärt diese Strömungen als eine Wirkung der «*seiches*» im Golf von Talanti auf der Nordseite des Euripus, der fast ganz einem Inlandsee gleichgestellt werden kann. Er ist 115 Kilometer lang und 100—200 Meter tief. Dies entspräche einer vollen Oscillationsdauer der «*seiches*» von 100 bis 86 Minuten. Die 11 bis 14 Strömungen täglich zur Zeit der Quadraturen im Euripus währen 103 bis 131 Minuten. Dies stimmt hinlänglich mit der Annahme, dass sie ein Effekt der «*seiches*» seien, dass man wohl annehmen darf, dass Forel das Problem des Euripus gelöst hat. Die «*seiches*» können natürlich nur dann zur Geltung gelangen, wenn die mächtigeren Flutwellen des ägäischen Meeres auf das Minimum ihrer Größe herabgesunken sind, zur andern Zeit werden sie von diesen überdeckt.*)

Ebbe und Flut. Im ersten Abschnitt Seite 48 haben wir die Gleichgewichtsgestalt der Himmelskörper unter dem Einflusse der gegenseitigen Anziehung aller ihrer Massenteilchen und der durch die Rotation um

*) Abnorme meteorologische Zustände scheinen plötzliche und lokale Störungen des Meeresniveaus erzeugen zu können, ein plötzliches Anschwellen desselben, ein Flutphänomen, ohne dass dabei stets an Erdbebenwellen gedacht werden muss. Eine solche Erscheinung kommt zuweilen in der Ostsee vor, wo sie unter dem seltsamen Namen der «Seebär» (durch Korruption des alten Wortes bahre = Woge) bekannt ist. R. Credner hat den «Seebär» in der westlichen Ostsee vom 16/17 Mai 1888 einer eingehenden Untersuchung unterzogen und dessen meteorologischen Ursprung wahrscheinlich gemacht.

eine Achse hervorgerufenen Fliehkraft kurz erörtert, aber dabei abgesehen von dem Einflusse, welchen die gegenseitige Attraktion der Himmelskörper selbst auf ihre Gestalt haben mag. Ein solcher Einfluss muss zur Geltung kommen, wenn der Körper flüssig oder plastisch oder doch mit einer flüssigen Hülle umgeben ist, weil dann nicht mehr wie bei einem völlig starren Körper die Attraktion des Schwerpunktes allein in Betracht gezogen werden darf. Es kommen dann auch die Unterschiede der Anziehung, welche aus der größeren oder geringeren Entfernung der beweglichen Teilchen des Himmelskörpers von der fremden anziehenden Masse sich ergeben, zur Wirkung, die Verteilung der Schwerkräfte wird geändert und es muss demzufolge die Gleichgewichtsoberfläche eine andere Gestalt annehmen. Die Rechnung lehrt aber, dass, während die gegenseitige Attraktion der Schwerpunkte zweier Massen von den Quadraten ihrer Entfernung abhängt, die Differenzen der Anziehung ihrer verschiedenen Teile von den dritten Potenzen der Entfernung bedingt werden, also sehr rasch mit zunehmender Distanz des Himmelskörpers abnehmen.

Fig. 87.



Erklärung der Ebbe und Flut durch die Differenzen der Attraktion eines entfernten Himmelskörpers.

Betrachten wir nun die Wirkung des Mondes und der Sonne auf die Wasserbedeckung unserer Erde etwas näher. Denken wir uns zunächst der Einfachheit halber dieselbe von einem tiefen Ocean allseitig umgeben. Die störende Masse M (Figur 87) oder kurzweg der Mond befinde sich in der Ebene des Äquators. Wenn M das Centrum der Erde c (Schwerpunkt) und alle Teilchen mit gleichen und parallelen Kräften anziehen würde, so würde das ganze System, die Erde mit ihrer Wasserhülle, von diesen Kräften eine gemeinsame Bewegung empfangen und das Gleichgewicht der See bliebe ungestört. Nun wird aber in dem Meridian $S\,a\,N\,a'$, über welchem M kulminiert, das Teilchen a stärker angezogen als das Centrum der Erde c, im Verhältnis, als das Quadrat der Entfernung $a\,M$ kleiner ist als das von $c\,M$.*) Das Teilchen hat also ein Bestreben, sich von der Erde zu entfernen.

*) Diese Differenz ist, wenn $c\,a$ (der Erdhalbmesser) ein kleiner Bruchteil von $c\,M$, der dritten Potenz der Entfernung $c\,M$ proportional; beim Mond ist $a\,c = {}^1/_{60}\; c\,M$; bei der Sonne aber nahe $^1/_{400}$.

Das Teilchen a' hingegen wird aus gleichem Grunde schwächer angezogen, als der Erdmittelpunkt c und hat darum eine Tendenz, gleichfalls seine Entfernung von c zu vergrößern.

In der Position a wird also das Teilchen durch den Mond von der Erde weggezogen, in der Position a' zieht der Mond die Erde von dem Teilchen weg, in beiden Fällen erzeugt er eine Erhebung der Teilchen über die frühere Gleichgewichtsfläche (nach b und b') von nahe gleicher Größe, da die Verminderung der Schwere (die Attraktion gegen c) in beiden Positionen fast dieselbe ist, weil die Entfernung des Mondes groß ist im Vergleich zum Erdradius.

Es ist nun weiter leicht einzusehen, dass die erörterte Wirkung des Mondes abnimmt von a gegen N und S und ebenso von a' nach N und S, die Unterschiede der Entfernung je zweier gegenüberliegender Punkte des Meridians werden immer kleiner und die störende Kraft lässt sich hier überall in eine vertikale, der Schwere entgegenwirkende und eine horizontale, längs der Oberfläche wirksame Komponente zerlegen. Nur die erstere vermindert die Schwere, während die letztere eine Annäherung der Wasserteilchen an die Punkte a und a' zu erzeugen sucht. In den Punkten N und S erreicht diese horizontale Komponente ihr Maximum und die vertikale ihren kleinsten Wert.*) Was hier von den Punkten N und S gesagt worden ist, gilt auch für alle Punkte des Meridians, der um 90° absteht von a und a'; von diesem Meridian werden die Teilchen überall mit gleicher Kraft weggezogen, ohne dass die Oberfläche der Wasserhülle deformiert würde, während auf den zwischenliegenden Punkten bis a und a' die Wasserteilchen sich anhäufen, am stärksten in a und a' selbst. Der Meridian $S\,a\,N\,a'$ der alten Gleichgewichtsfläche geht infolge dessen über in den elliptischen Meridian $S\,b\,N\,b'$, und ähnlich alle Meridiane, bis auf jenen von $N\,S$. Die neue Gleichgewichtsfläche wird demnach ein Ellipsoid sein, welches man sich durch Umdrehung des Meridians $S\,b\,N\,b'$ um $b'\,b$ als Achse entstanden denken kann, dessen große Achse also gegen den störenden Körper hin gerichtet ist. Dass dies die neue Gleichgewichtsfigur sein würde, ergibt sich aus der Überlegung, dass die Wassersäule gerade unter dem Monde, sowie die diametral

*) Der Unterschied der Anziehung zwischen dem Orte, der den Mond im Zenith hat und dem Erdmittelpunkt ist $1 : \left(1 - \frac{1}{60}\right)^2$ weniger eins, d. i. $\frac{1}{30} + \frac{3}{60^2} = \frac{1}{29.25}$; zwischen letzterem und dem Ort, wo der Mond im Nadir steht (untere Kulmination), eins weniger $1 : \left(1 + \frac{1}{60}\right)^2 = \frac{1}{30.75}$, in beiden Fällen nahe $\frac{1}{30}$ der ganzen Kraft, mit welcher der Mond die Erde anzieht, d. i. nicht ganz der 9millionste Teil der Schwerkraft der Erde; für die Sonne ist diese Kraft mehr als zweimal kleiner. Daraus erhellt, dass nur durch Summation der Wirkung auf alle Teilchen einer ausgedehnten Wassermasse eine merkliche Anschwellung derselben unter dem Monde zu stande kommen kann, während direkt diese Minderung der Schwerkraft gar nicht zur Wahrnehmung kommt. Desgleichen ersieht man, dass die Zenith- und Nadirflut des Mondes nur ganz unbedeutend differieren können, die letztere ist theoretisch nur um 1 : 60 kleiner, für die Sonnenfluten ist der Unterschied nur ein 43 Millionstel.

gegenüberstehende infolge der Minderung der Schwere leichter würden, und deshalb, um das Gleichgewicht zu erhalten, an Höhe zunehmen müssten, während sie in 90° Abstand, wo die Schwere die geringste Verminderung erfährt, am meisten sich verkürzen müssen, ganz analog wie unter dem Einfluss der Fliehkraft die Gleichgewichtsoberfläche am Äquator anschwillt, an den Polen aber einsinkt.*)

Die Elevation in a und a' ist, weil auf einen kleineren Raum zusammengedrängt, doppelt so groß als die Depression im Meridian NS, weil das Volum der Flüssigkeit dasselbe bleiben muss.

Wenn das Wasser imstande wäre, momentan den Kräften zu folgen und die Form jenes Ellipsoids anzunehmen, so würde die große Achse des Flutellipsoids stets gegen den störenden Körper hin gerichtet bleiben, trotz der Rotation der Erde. Während der Dauer einer vollständigen Umdrehung derselben gegenüber dem störenden Körper (24 Stunden 50 Minuten für den Mond und 24 Stunden gegen die Sonne) würde an jedem Punkte der flüssigen Erdoberfläche, die Pole ausgenommen, zweimal in gleichen Intervallen eine maximale Anschwellung und zweimal eine maximale Depression des Wasserspiegels eintreten, und die Wasserberge und Thäler würden von Ost nach West fortschreiten, so dass der Scheitel der Wasserwelle stets im Meridian des störenden Körpers bleiben würde. Die Höhe der Welle wird am Äquator am größten sein und gegen die Pole hin bis zu null sich vermindern.

Dies wären die einfachsten Verhältnisse jener Erscheinung, die jetzt meist unter dem deutschen Namen der «Gezeiten» bekannt ist. An der norddeutschen Seeküste ist auch das Wort «Tiden» dafür eingeführt (französisch *marées*, englisch *tides*). Unter «Flut» versteht man an den Küstenplätzen die steigende Bewegung des Wassers, und unter «Ebbe» die fallende Bewegung, so dass der Eintritt der Flut mit dem niedrigsten Wasserstande zusammenfällt. Der Scheitel der Flutwelle wird mit «Hochwasser», das Wellenthal mit «Niedrigwasser» bezeichnet.

Die zwei Himmelskörper, welche vermöge ihrer relativ geringen Entfernung allein auf die Wassermassen der Oceane fluterregend wirken können, sind Sonne und Mond. Dass dem Monde eine weit stärkere fluterzeugende Kraft zukommt als der Sonne, konnte schon den frühesten

---

*) Newton berechnete auf diese Weise für eine völlig flüssige Erde die größte Höhe der Sonnenflut, nachdem er vorher die Anschwellung der Erde am Äquator unter dem Einfluss der Fliehkraft zu 85.470 Pariser Fuß gefunden hatte. Da nun die Verminderung der Schwere am Äquator unter dem Einfluss der Fliehkraft 1 : 289 derselben beträgt, während er die Verminderung der Schwere beim Zenithstande der Sonne aus seiner Mondtheorie zu nicht ganz dem 13 millionten Teil derselben berechnete, fand er die Höhe der Anschwellung der Flüssigkeit unter der Sonne aus dem Verhältnis

$$85470 : x = \frac{1}{289} : \frac{1}{12870000}$$

gleich 1 Fuß 11 Zoll. Mit dem früher erwähnten genaueren Wert der Sonnenattraktion erhält man 1,42 Fuß.

Beobachtern der Gezeiten nicht verborgen bleiben, weil sich die Eintrittszeiten des Hochwassers sichtlich nach dem Mondtag richten und täglich um circa 50 Minuten später eintreten (das mittlere Intervall von einer Kulmination des Mondes zur andern ist 24 Stunden 50 Minuten). Da die fluterzeugende Kraft eines Himmelskörpers mit der dritten Potenz seiner Entfernung abnimmt, so ist, wie eine einfache Berechnung lehrt, die des nahen Mondes trotz seiner geringeren Masse mehr als zweimal größer als die der Sonne. Die Masse der Sonne ist zwar rund 331249 × 81 mal größer als die Mondmasse,*) aber auch die Entfernung derselben ist 388.5 mal größer als die des Mondes. Die fluterzeugende Kraft der Sonne gegenüber jener des Mondes ist also (in der mittleren Entfernung) gleich dem Quotienten:

$$(331249 \times 81.1) : (388.5)^3 = 0.4581$$

oder was dasselbe ist, die des Mondes ist 2.183 mal größer. Die theoretische Mondflut ist demnach ca. 2.2 mal größer als die Sonnenflut.**) Die that-

*) Die Masse der Sonne ist 331249 mal größer als die der Erde ohne Mond und die Masse der Erde wieder 81.1 mal größer als die des Mondes.

**) Die Sonnen- und Mondmasse sowie die Entfernung des Mondes sind nach W. Harkness The Solar Parallax (Washington 1891) S. 140 angegeben.

Da die Massen, wie die Entfernungen der Planeten und Trabanten, bei weitem nicht so genau bestimmt sind, wie die Umlaufszeiten, das Verhältnis der Entfernungen aber aus letzteren nach dem 3. Keppler'schen Gesetz abgeleitet werden kann, wobei aber auf die Lage des gemeinsamen Schwerpunktes Rücksicht zu nehmen ist, so kann man sich der siderischen Umlaufszeiten der Erde und des Mondes statt der Parallaxen bei Ableitung des Verhältnisses der Sonnen- zur Mondflut bedienen, wobei zugleich die Sonnenmasse eliminiert wird. Man erhält:

$$\text{Mondflut} : \text{Sonnenflut} = \left(\frac{365.2564}{27.3217}\right)^2 \frac{m}{1+m} = 2.177.$$

Setzt man also für die Mondmasse m den oben angeführten Wert, so erhält man das Verhältnis der Mondflut zur Sonnenflut fast genau so, wie oben im Text. Bei den ungemein schwankenden Angaben über dieses Verhältnis schien uns diese doppelte Ableitung desselben hier am Platz. Aus der Größe der Springflut und Nippflut kann man das Verhältnis der Mondflut zur Sonnenflut berechnen (es ist gleich der halben Summe, dividiert durch den halben Unterschied der Spring- und Nippfluten) und hieraus dann auch die Größe der Mondmasse. Die an den einzelnen Küstenpunkten beobachteten Spring- und Nippfluten geben allerdings auf diesem Wege für das Verhältnis der Mondflut zur Sonnenflut sehr verschiedene Werte, z. B. Brest 2.6, Liverpool 2.8, Plymouth 3.7, Helgoland 5.4 etc.

Diese Verschiedenheiten werden namentlich durch die Modification bedingt, welche die Flutwellen beim Vordringen in seichteres Wasser erleiden, denn die Theorie (Airy) ergibt, dass hiedurch auch das Verhältnis der Mondflut zur Sonnenflut verändert werden muss, weil die beiden Flutwellen durch das Ansteigen des Meerbodens in verschiedener Weise afficiert werden. Dass die auf der Laplace'schen Basis fußende, namentlich mit Rücksicht auf die Reibung weiter ausgeführte Theorie (Ferrel) sehr befriedigende Resultate liefert, zeigen die von Ferrel aus den Flutbeobachtungen abgeleiteten Werte der Mondmasse: Brest 1/78, Hafen von Boston 1/82, Liverpool 1/73, Portland Breakwater 1/80, Kurachee 1/79.

Wenn von letzterem Orte, meint Ferrel, statt blos 3jähriger volle 19jährige Flutbeobachtungen vorliegen würden, und so die Amplituden und Epochen der täglichen und halbtäglichen Gezeiten genau bestimmt wären, so würde man die Mondmasse aus diesen Daten bis auf einen sehr kleinen Fehler ableiten können. Denn die Diskussion der 3jährigen Flutbeobachtungen von Kurachee zeigt, dass hier die das Resultat unsicher machenden «Seichtwasser-Komponenten» der Gezeiten nur einen nahezu verschwindenden Einfluss haben, also nahezu wahre Tiefwasser-Gezeiten vorliegen.

sächlich beobachteten Fluten entstehen durch Übereinanderlagerung der Flutwellen der Sonne und des Mondes. Die von jedem dieser Himmelskörper erzeugten Fluten und Ebben summieren oder verstärken sich, wenn die gleichen Phasen beider Wellenzüge zusammentreffen, im Gegenfalle schwächen sie sich ab, immer jedoch, ganz seltene Fälle ausgenommen, bestimmt die Mondflut den Charakter des Phänomens.

Figur 88 (Seite 316) zeigt, wie durch die Kombination der Mond- und Sonnenflutwelle eine der Hauptverschiedenheiten der wirklich beobachteten Flutwellen zustande kommt.

Befinden sich Sonne und Mond gleichzeitig in demselben Meridian, wie dies bei Vollmond und Neumond d. i. in den Syzygien der Fall ist, so fallen die Scheitel der beiden Flutwellen übereinander und die resultierende Welle entsteht durch Addition der beiden Wellen. In Figur *A* stellt die punktierte Welle die Sonnenflut, die gestrichelte die Mondflut vor, die voll ausgezogene Kurve ist das Resultat der Addition sämmtlicher Ordinaten beider Kurven. Flut wie Ebbe werden zur Maximalhöhe verstärkt, es sind dies die sogenannten «Springfluten».

Zur Zeit der Quadraturen hingegen, wo Sonne und Mond um 90° von einander abstehen, fällt das Wellenthal der einen Flutwelle mit dem Wellenberge der anderen zusammen, wie Figur *B* zeigt, die beiden Wellenzüge schwächen sich dann durch Interferenz zur kleinsten Fluthöhe, Nippflut (taube Flut), indem die Ordinaten der resultierenden Wellenlinie überall gleich der Differenz der Ordinaten der Mond- und Sonnenflutwelle sind.

Die Zeiten des Eintretens des höchsten und niedrigsten Wasserstandes werden aber in beiden Fällen nicht geändert.

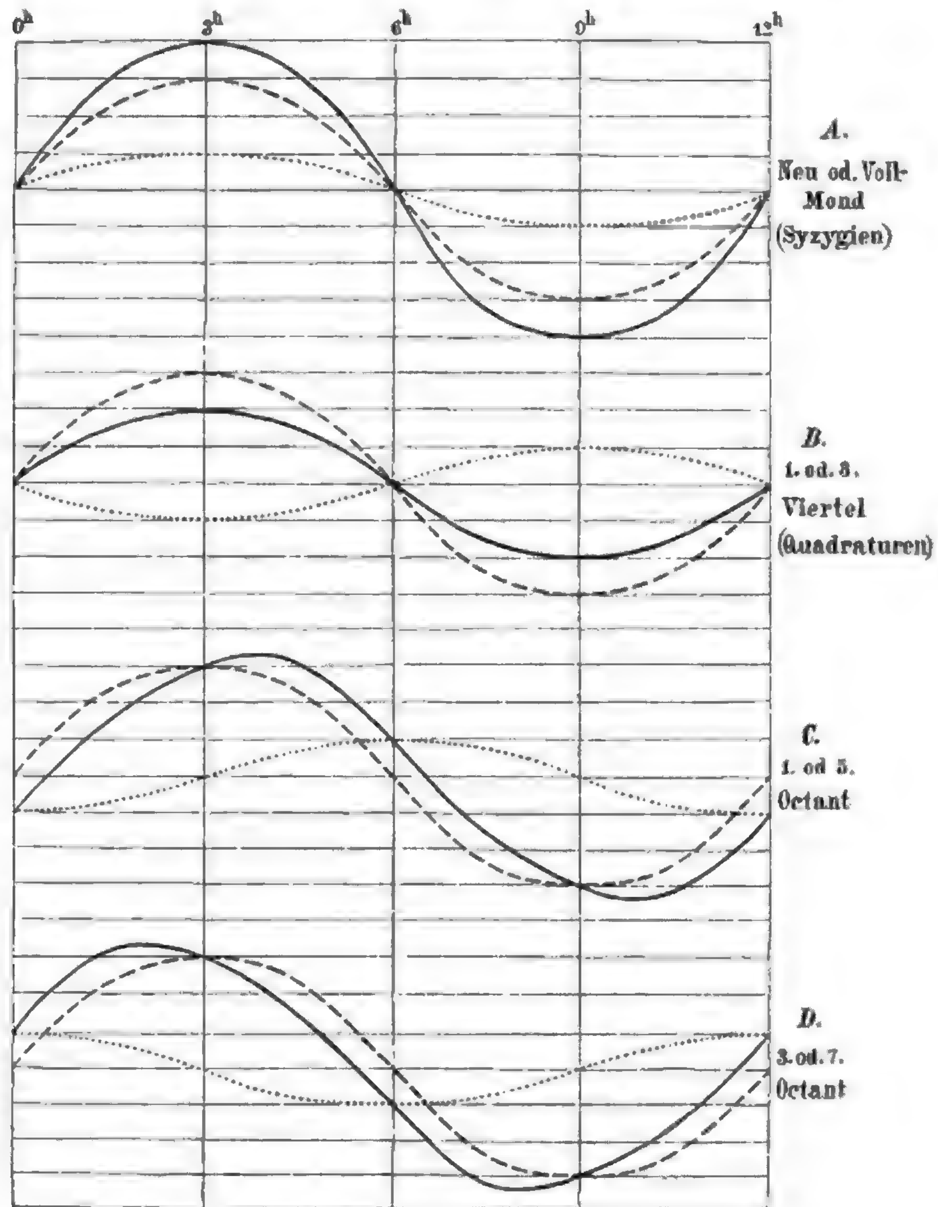
Da dieser Wechsel von maximalen und minimalen Fluthöhen innerhalb eines synodischen Monats zweimal eintritt, führt diese Periode der Flutwelle den Namen der halbmonatlichen Ungleichheit.

Theoretisch ist das Verhältnis der Springfluten zu den Nippfluten gegeben durch $9 + 4 = 13$ zu $9 - 4 = 5$ weil, wie vorhin berechnet, die fluterzeugende Kraft des Mondes sich zu jener der Sonne nahe wie $9 : 4$ verhält.

Die Zeit des Eintretens der Flut, welche um Vollmond und Neumond unter unseren Voraussetzungen mit dem Durchgang des Mondes durch den Meridian zusammenfallen müsste, ist gleichfalls einer Variation unterworfen, wie die Höhen der Tiden. Am Tage nach der Springflut ist der Scheitel der Sonnenflutwelle schon um nahe eine Stunde dem Eintreffen derselben Phase der Mondflutwelle voraus, und die Kombination beider Wellen bewirkt, dass die Zeit des höchsten Wasserstandes etwas früher eintritt, als es der Mondflut allein entsprechen würde. Diese Verfrühung des Eintrittes der Flut hält an, bis der Mond vier Stunden später durch den Meridian geht als die Sonne, d. i. bis zum ersten (oder fünften) Oktanten. Figur 88 *C* zeigt specieller, wie dieser Effekt durch die Kombination von Sonnen- und Mondflutwelle zustande kommt.

Hierauf verspätet sich wieder der Eintritt des höchsten Wasserstandes und die größte Verspätung fällt auf den 3. (7.) Oktanten (siehe dieselbe Figur *D*). Dann beginnt wieder eine Verfrühung, bis der Eintritt bei der nächsten Springflut wieder seinen normalen mittleren Wert erreicht. Theoretisch tritt derart die größte Verfrühung der Zeit des hohen Wassers

Fig. 88.



Die hauptsächlichsten Kombinationen von Mond- und Sonnenfluten.

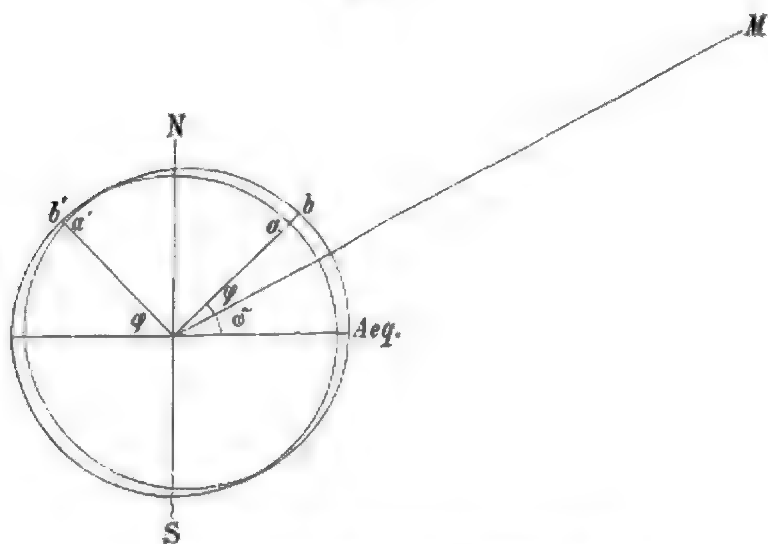
4½ Tage nach und die größte Verzögerung ebensoviele Tage vor den Springfluten ein. Das Mittel aller Zeitunterschiede zwischen dem Durchgang des Mondes durch den Meridian (welche in Wirklichkeit auch zur Zeit der Springfluten nicht gleich null werden), und dem Eintritt des höchsten Wasserstandes während eines halben Monates heißt die mittlere

Hafenzeit *(Hafen-Etablishment).* Um diese für die Schiffahrt wichtige Größe bequem finden zu können, hat man aus den Beobachtungen an den wichtigsten Häfen Tafeln berechnet, welche die Korrektion angeben, die je nach dem Alter des Mondes an die mittlere Hafenzeit anzubringen ist, um die wahre Epoche des Eintrittes des höchsten Wassers zu erhalten. Theoretisch erreicht die größte Verfrühung oder Verzögerung der wirklichen Flut vor den Phasen der Mondflut eine Stunde, in Wirklichkeit ist sie aber meist viel kleiner. An den atlantischen Küsten der Vereinigten Staaten beträgt diese Differenz durchschnittlich etwa 3/4 Stunden, für New-York ist die mittlere Hafenzeit 8 Stunden 13 Minuten (nach dem Monddurchgang) und die größten und kleinsten Werte sind 7 Stunden 52 Minuten und 8 Stunden 35 Minuten. An den Küsten von Frankreich und Großbritannien überschreitet der Unterschied hie und da 80 bis 90 Minuten. Die Hafenzeit im gewöhnlichen Sinne, d. h. der Unterschied zwischen der Zeit des Durchganges des Mondes durch den Meridian und dem Eintritt des höchsten Wasserstandes zur Zeit der Springfluten, beträgt z. B. für London 2 Stunden 45 Minuten, Hamburg 5 Stunden 6 Minuten, Cuxhafen 1 Stunde 5 Minuten, Helgoland 11 Stunden 0 Minuten, Bremerhafen 1 Stunde 45 Minuten, Cherbourg 7 Stunden 45 Minuten, Brest 3 Stunden 45 Minuten, Bayonne 3 Stunden 30 Minuten, Lissabon 4 Stunden, Cadix 1 Stunde 15 Minuten, bietet also, wie man sieht, die größten Verschiedenheiten dar, ist aber für ein und denselben Ort eine konstante Größe, wie Beobachtungen aus dem vorigen Jahrhundert verglichen mit den jetzigen zeigen.

Eine andere Periode der Flutwellen ist die sogenannte tägliche Ungleichheit, welche darin besteht, dass die Amplituden der beiden täglichen Fluten, d. h. die Unterschiede zwischen dem höchsten und niedrigsten Wasserstand jeder Flutwelle, nicht immer gleich sind, indem die Höhe der einen Flutwelle eine gewisse Zeit hindurch größer wird als die der andern desselben Tages. Eine aufmerksamere Beobachtung lehrt, dass diese Erscheinung mit den Änderungen der Deklination des Mondes und der Sonne zusammenhängt und dass im allgemeinen die größte tägliche Ungleichheit der Fluten bei den größten Deklinationen beider Gestirne eintritt. Fig. 89 zeigt, wie dieser Effekt zustande kommt. Ist die Deklination des fluterzeugenden Himmelskörper M gleich δ, so fällt der Scheitel des Flutellipsoids nicht mehr auf den Äquator, sondern in eine Breite gleich δ, für welche der Himmelskörper im Zenith steht. Dadurch werden die Fluten am Äquator kleiner, in den höheren Breiten aber größer und auch die Pole bekommen eine Flut. Die tägliche Ungleichheit in der Breite φ wird in der Figur durch den Unterschied der Linien $a\ b$ und $a'\ b'$ angedeutet, welche die Höhe der Flutwelle beim oberen und unteren Durchgang von M durch den Meridian entsprechen. Bei nördlicher Deklination fällt in unserer Hemisphäre die höhere Flut mit der oberen Kulmination zusammen, bei südlicher Deklination mit der unteren Kulmination.

Diese Variation in der Höhe der Fluten vollzieht sich während eines Mondtages und erreicht ihr Maximum bei größter nördlicher oder südlicher Deklination desselben, sie verschwindet, wenn der Mond im Äquator steht, hat also eine halbmonatliche Periode. Der Änderung der Höhen der Fluten entspricht auch eine Änderung des Eintrittes der Zeiten des höchsten Wasserstandes. Zwar afficiert auch die Deklination der Sonne die Gezeiten in ähnlicher Weise, aber deren Einfluss ist sehr gering und die

Fig. 89.



Erklärung der täglichen Ungleichheit.

Periode beträgt ein halbes Jahr. Aus langen Beobachtungsreihen lässt sich nichtsdestoweniger auch die halbjährige Periode der Flutwellen, die von der Sonnendeklination abhängt, sowohl nach deren Höhe als nach den Eintrittszeiten nachweisen. Die tägliche Ungleichheit, welche von der Deklination des Mondes abhängt, ist hingegen sehr merklich, namentlich an der pacifischen Küste von Nord-Amerika, von Australien etc., während sie bei den Tiden des nordatlantischen Oceans sehr unbedeutend ist.

Figur 90 ist eine Kopie der Aufzeichnung eines selbstregistrierenden Flutmessers zu Rincon Point, San Francisco, vom 5. bis 12. Februar 1854. Die größte südliche Deklination des Mondes trat schon zwischen 1. und 2. Februar ein, aber auch noch am 5., 6. und 7. Februar, welche Tage in den Rahmen unserer Figur fallen, tritt die tägliche Ungleichheit stark hervor. Am 8. und 9. steht der Mond am Äquator und die tägliche Ungleichheit ist verschwunden. Auch die Abnahme der Flutgröße vom Vollmond am 5. zum ersten Viertel (Quadratur) am 12. ist aus der Figur zu ersehen. Die Zeitangaben am untern Rand der Figur gelten für den Durchgang des Mondes durch den Meridian.

Eine weitere Ursache einer sehr merklichen Variation in der Höhe der Gezeiten liegt in den Veränderungen der Entfernung von Sonne und Mond infolge der elliptischen Bahn der Erde und des Mondes. Diese

Variation heißt die **parallaktische Ungleichheit.** Da die fluterzeugende Kraft abnimmt mit der Zunahme der dritten Potenzen der Entfernung, so variiert für die Sonne diese Kraft zwischen den Grenzen 19 und 21, wenn 20 der mittlere Wert ist, und für den Mond zwischen 43 und 59.*) Dies gibt für das theoretische Verhältnis der höchsten Springflut zur niedrigsten Nippflut die Werte 59 + 21 zu 43 — 19, d. i. 80 zu 24 oder 10 zu 3.

Die eben angeführten Perioden oder Ungleichheiten der Flutwellen sind nur die bemerkenswertesten und einfachsten. Wenn man bedenkt, dass die Flutwelle von den gegenseitigen Ständen und Entfernungen von Sonne und Mond abhängig ist, und die Unzahl von Kombinationen erwägt, die daraus hervorgehen, so begreift man, dass bei eingehender Untersuchung noch eine größere Anzahl von Perioden berücksichtigt werden muss. Die vom Monde allein abhängigen Veränderungen in den Gezeiten kehren in einem Kreislauf von circa 18½ Jahren wieder, innerhalb welcher sich die Veränderung in der Deklination des Mondes (welche zwischen den Grenzen 18° und nahezu 29° schwankt) einmal, die seiner Parallaxe circa zweimal vollzieht. Die von der Sonne abhängigen Gezeiten würden aber strenge genommen erst nach circa 21.000 Jahren sich wiederholen, innerhalb welcher Periode das Perihelium wieder auf denselben Jahrestag zurückkehrt.

Alle vorausgegangenen Betrachtungen über die Verhältnisse der

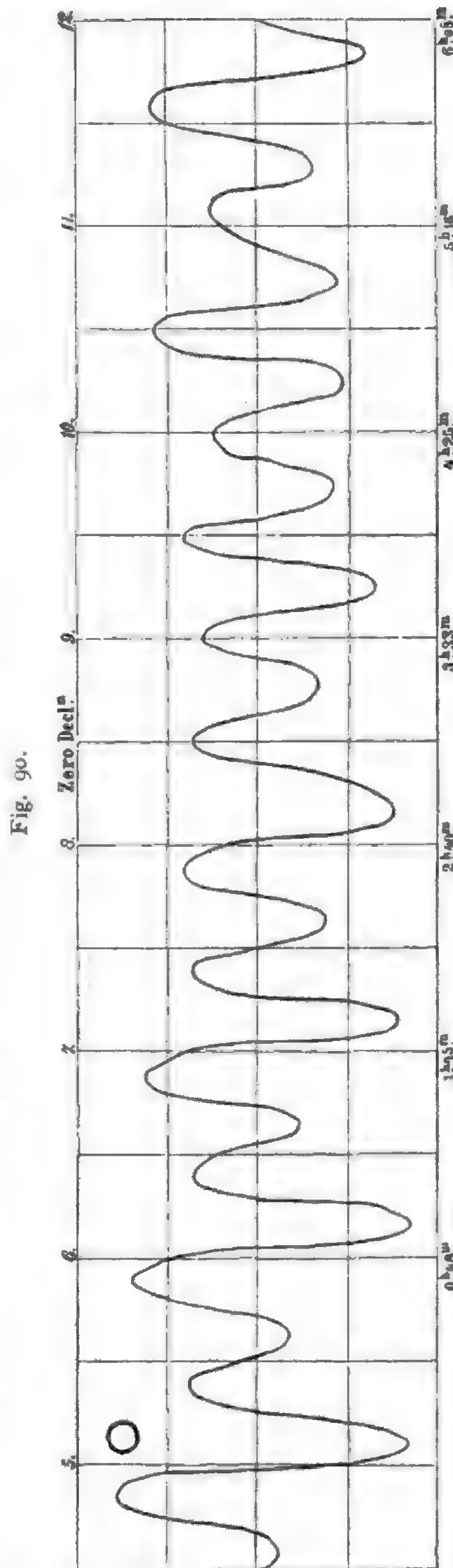


Fig. 90. Die tägliche Ungleichheit der Fluten bei S. Francisco.

*) Herschel, Outlines of Astronomy. Aus den mittleren Werten der Mondparallaxe im Perigäum und Apogäum erhält man das Verhältnis der Mondfluten zu diesen Perioden aus $(53{,}8'')^3 : (61{,}5'')^3 = 1 : 1{,}49$, d. h. im Perigäum ist die Mondflut um die Hälfte größer als im Apogäum.

Flutwellen gründen sich auf die einfachste Voraussetzung, dass die ganze Erde mit einem gleichmäßig tiefen Ocean umgeben sei und dass das Wasser desselben wie eine vollkommene Flüssigkeit ohne Reibung jederzeit mit den äußeren wirkenden Kräften sich sogleich ins Gleichgewicht stellen kann. Von diesem Standpunkte aus hat zuerst Newton auf Grund des von ihm entdeckten Gravitationsgesetzes alle wichtigeren Fluterscheinungen erklärt, indem er sie als Probleme der Hydrostatik behandelte. Die Newton'sche Theorie der Fluterscheinungen heißt darum auch die «statische Theorie» der Ebbe und Flut oder die «Äquilibrium-Theorie», weil sie annimmt, dass in jedem Zeitmoment das Gleichgewicht zwischen den Kräften und den in Bewegung gesetzten flüssigen Massen hergestellt ist.

Es ist an sich klar, dass diese Betrachtungsweise den wahren Vorgängen nicht völlig entspricht und darum auch die Erscheinungen nicht vollständig zu erklären imstande ist. Laplace hat zuerst das wirkliche Flutphänomen als ein Problem der Bewegung der Flüssigkeit, der Oscillationen des Oceans unter der Einwirkung periodischer Kräfte dargestellt, aber ohne Rücksicht auf die Reibung. Seine Untersuchung bezeichnet den wichtigsten Fortschritt seit Newton, wenn sie auch für die Erklärung der Fluterscheinungen an den einzelnen Küstenpunkten keinen entsprechenden, in die Augen springenden Erfolg hatte.

Bei der unregelmäßigen Gestalt und variablen Tiefe der Oceane, den Unterbrechungen der Wasserhülle durch die Festländer und der Reaktion derselben auf die Flutwellen ist eine vollständige Theorie der realen Fluterscheinungen, welche alle Erscheinungen umfassen würde, ein Ding der Unmöglichkeit. In neuerer Zeit haben jedoch Airy und Ferrel sehr wichtige Beiträge zu einer Theorie der wirklichen Fluterscheinungen geliefert.

Betrachten wir nun diese wirklichen Fluterscheinungen etwas näher, und zwar zunächst die Flutwelle an sich, welche bei einer Kontinuität der Oceane innerhalb circa 25 Stunden um die ganze Erde herum fortschreiten würde. Dieselbe hat auf offenem Ocean den Charakter einer außerordentlich flachen Welle, deren Länge ein Viertel des Erdumfanges umfasst, und dabei in weiten tiefen Oceanen, wie im pacifischen, nur eine Höhe von einem Meter und etwas darüber erreicht.*) Die Wasser-

*) Die unter Annahme eines ununterbrochenen gleichmäßig tiefen Oceans berechneten Höhen der Flutwellen am Äquator sind nach Laplace und Ferrel:

Tiefe des Oceans in Teilen des Erdhalbmessers	$^1/_{2890}$	$^1/_{722}$	$^1/_{361}$
Laplace	7.34	11.1	1.9 Meter
Ferrel	unmerklich	1.2	0.4 „

Nach Laplace ist in den beiden letzten Fällen Hochwasser unter dem Mond, nach Ferrel Ebbe, was nach Laplace nur im ersten Falle statthat. Die Fluthöhen Ferrels stimmen viel besser mit den auf den Inseln des pacifischen Oceans beobachteten Werten als jene von Laplace. Auf den Sandwich-Inseln ist die Fluthöhe 28 Centimeter, auf Tahiti 30—50 Centimeter, auf den Fidschi-Inseln und neuen Hebriden bis 130, zu St. Helena 100, auf Rodriguez 61 Centimeter; auf den Azoren und Kanaren hingegen schon 1 $^1/_2$ bis 2 $^1/_2$ Meter.

teilchen haben dabei keine mit der Welle fortschreitende Bewegung, sondern eine oscillierende, wie bei den Windwellen oder freien progressiven Wellen. Die Flutwelle unterscheidet sich aber dadurch wesentlich von den Windwellen, dass die Bahnen der Wasserteilchen langgestreckte horizontale Ellipsen bilden, während bei den Windwellen die vertikale Oscillation vorwiegt.*) Ferner wirkt die Kraft, die sie erzeugt, bis zum Grunde des Oceans, und selbst die größten Tiefen desselben sind gegenüber der Länge der Flutwelle ganz unbedeutend. Die horizontale Bewegung der Wasserteilchen wird erheblich größer, wenn die Flutwelle des Oceans in seichtes Wasser, in die Nähe der Küsten der Festländer sich fortpflanzt, namentlich aber in Baien, Flussmündungen u. s. w. Dann können wirkliche Strömungen auftreten, während gleichzeitig Höhe der Flut und Eintritt des höchsten und niedrigsten Wasserstandes erheblich modificiert werden.**)

Durch Flutströmungen in der Nähe des Landes zwischen Inseln und in Meerengen können Wirbel entstehen, von denen die bemerkenswertesten der Maelstrom bei den Lofoten und die Scylla und Charybdis in der Meerenge von Messina sind. Als klassisches Beispiel solcher Strömungen wollen wir diese letzteren etwas näher ins Auge fassen. Die Figuren 91 und 92 zeigen nach Keller***) die Strömungsverhältnisse und Wirbelbildungen in der Straße von Messina, wie sie hauptsächlich von der Ebbe und Flut hervorgerufen, aber auch durch vorherrschende Winde verstärkt oder abgeschwächt werden. Die Flutgröße beträgt hier im Maximum 45, im Minimum 5 Centimeter. Der eingehende von N nach S gerichtete Strom *(rema scendente)* entspricht dem Flutstrom, der ausgehende Strom *(rema montante)* dem Ebbestrom. Die Stromgeschwindigkeit beträgt 1½ bis 3½ Meter pro Sekunde, kann jedoch an manchen

---

*) Nach Herschel legt in einer Flutwelle von 1.2 Meter Höhe, die sich durch einen Ocean von 9000 Meter Tiefe fortbewegt, jedes Wasserteilchen in 6 Stunden einen horizontalen Weg von 850 Meter zurück. In seichten Meeren nimmt die horizontale Komponente zu im umgekehrten Verhältnis zur Quadratwurzel der Tiefe.

**) Wenn die Flutwelle in eine Flussmündung eintritt, so erfährt ihre Fortbewegung durch die zunehmende Seichtigkeit, die wachsende Verengung des Flussbettes und den Widerstand des Flusswassers eine besondere Verzögerung und gleichzeitig wächst ihre Höhe und Kraft. In manchen Flüssen dringt die Flutwelle als eine Folge von brausenden schäumenden Wasserbergen mehr oder minder weit landeinwärts vor. Dies ist namentlich der Fall im Hugli, wo sie Bore heißt, im chinesischen Fluss Tsian-tang, wo sie wie ein Wall von 9 Meter Höhe über die ganze Breite des Flussbettes bis Hangtscheu vordringt mit einer Geschwindigkeit von 45 Kilometer pro Stunde, alles vor sich herfegend. (Pet. Geogr. Mitth. 1890, Littb. S. 89.) Im Amazonenstrom wälzen sich zur Zeit der Äquinoktien, wo die Springfluten am Äquator ihre Maximalhöhe erreichen, während drei aufeinanderfolgenden Tagen mit jedem Hochwasser Boren von 3½ bis 4½ Meter Höhe flussaufwärts, und es sind im untersten Teil des Stromes bis etwa 370 Kilometer von der Mündung zuweilen nicht weniger als 5 Borwellen gleichzeitig im Vorrücken begriffen. Die Flutwellen heißen hier Pororoca. In der Seine heißen sie Barre, in der Gironde Mascaret oder Wasserratte (Raz de marée). In der Elbe macht sich die Flut bis 150 Kilometer, in der Weser bis 67 Kilometer flussaufwärts merkbar, im Amazonenstrom nach Bates sogar bis nahe 900 Kilometer Meilen von der Mündung.

***) Annalen der Hydrographie XIX. 1891. VIII.

Orten auf $4^1/_2$ bis 5 Meter steigen und die Schiffahrt sehr erschweren. Die Störungen, welche diese Gezeitenströmungen durch Unregelmäßigkeiten im Strombett finden, sind die Ursache der Wirbelbildung, der **Scylla und Charybdis.**

Während des Verlaufes des Flut- und Ebbestromes bilden sich an verschiedenen Stellen der Straße und bei deren Ausgang Wirbel, welche in der Figur angedeutet sind. Die von den Messinesen *refoli*, von den Neapolitanern *garofoli* genannten Wirbelbildungen treten am häufigsten auf, wenn die Strömungen am stärksten sind. Mit wirklicher Gefahr verknüpft können in den Tagen ihrer vollen Entwicklung sein:

Fig. 91.



Eingehender Strom.

Fig. 92.



Ausgehender Strom.

1. Die Strudel im Norden des Hafens von Messina, besonders zur Zeit der Syzygien bei starken Südostwinden, die das Wasser aus dem ionischen Meere in die Straße treiben.

2. Die Strudel beim Dorfe Faro, welche öfter Fahrzeuge an den Strand schleudern oder von den Ankern los in die Querströmung reißen, die sie nach der klippenreichen calabrischen Küste, bei eingehendem Strom gegen P. del Pezzo, bei ausgehendem Strom gegen Scylla treibt. Als Scylla dürften demnach die Strudel und Querströmungen am Ausgange der Meerenge zu gelten haben, nicht aber gerade die weniger bedenklichen Strömungen beim Scyllafelsen selbst, welcher nur der zumeist in die Augen fallende Punkt der Küste ist; unter Charybdis sind die Strudel vor dem Hafen von Messina zu verstehen.

Zwischen diesen beiden Stellen besitzen die Strömungen ihre größte Geschwindigkeit und wechseln am häufigsten ihre Richtung. Nur unter kundiger Führung kann ein Segelboot die Straße von Messina sicher passieren, wenn Gezeiten und Winde die Strömungen und Wirbel mächtig

anregen. Für den unkundigen Seefahrer gilt dann noch heute der alte Spruch: «*Incidit in Scyllam, qui vult vitare Charybdim*».

Da wir Flutbeobachtungen nur an Küsten und günstigstenfalls auf isolierten Inseln anstellen können, wo die Flutwellen mehr oder minder beträchtliche örtliche Modificationen erleiden, so liegt hierin eines der größten Hindernisse für den Vergleich der Theorie mit den Beobachtungen. Der Charakter der wirklichen Flutwellen im weiten, mehr gleichförmig tiefen Ocean bleibt unserer Erfahrung unzugänglich.

Nach dem, was über die Dimensionen der Flutwelle und auf Seite 312 über ihre Entstehung gesagt worden ist, ergibt sich von selbst, dass in kleineren Binnenmeeren, zu welchen die Flut des Oceans selbst keinen Zutritt hat, die Fluterscheinungen nur wenig merklich auftreten können. Man hatte sogar früher angenommen, dass nur in der weiten Südsee eine wirkliche Flutwelle erzeugt werden kann und dass die Fluten des indischen und des ganzen atlantischen Oceans nur von der Fortpflanzung der Flut aus dem pacifischen Ocean herrühren, während diese Oceane selbst keine eigenen Fluten zu erzeugen imstande wären. Diese Theorie wurde scheinbar gestützt durch die allerdings merkwürdige und noch nicht völlig erklärte Erscheinung, dass an den Küsten des nordatlantischen Oceans die größten Gezeiten erst einen oder zwei Tage nach dem Eintritt der größten fluterzeugendeu Kraft auftreten. Man erklärte sich das dadurch, dass die vom südatlantischen Ocean herauf sich fortpflanzende Flutwelle diese Zeit brauche, um die europäischen Küsten zu erreichen, dass es also eine schon früher im großen Ocean erzeugte Flutwelle sei, die erst jetzt eintreffe. Man nannte daher dieses Zeitintervall das **Alter der Flut**.

Abgesehen von anderen Thatsachen, welche dieser Annahme widersprechen, haben neuere Beobachtungen gezeigt, dass selbst kleine Binnenmeere, wie das Mittelmeer, die Ostsee, ja selbst der Michigan-See in Nordamerika, ihre Fluterscheinungen haben,*) dass man also durchaus

*) Im Mittelmeer erreichen die Fluten im westlichen Teil etwa 61 Centimeter, an der französischen Küste wohl meistens über 30 Centimeter. In Toulon beträgt die Mondflut 11 Centimeter, die Sonnenflut 6 Centimeter, fast genau dem theoretischen Verhältnis entsprechend. Auf Malta ist die mittlere Fluthöhe 12 Centimeter, die Springflut 18, die Nippflut 3 Centimeter.

Nach Grablowitz ergab sich aus den Aufzeichnungen der selbstregistrierenden Flutmesser die mittlere Fluthöhe in S. Remo 11 Centimeter, in Genua 24, an der Nordküste von Sardinien 12 Centimeter, an der Westküste von Italien bis Ischia 15—22 Centimeter, bei den liparischen Inseln 30 Centimeter, um Sicilien 2—13 Centimeter. In der Adria zu Brindisi 9 und zu Venedig 48 Centimeter.

Die Gezeiten des adriatischen Meeres sind durch Aufstellung von Mareographen zu Triest, Pola, Fiume, Zara, Lesina, Corfu genauer beobachtet worden. Darnach beträgt die

	Corfu	Lesina	Zara	Fiume	Pola	Triest
Hafenzeit . .	4 St. 10 Min.	4 St. 33 Min.	7 St. 46 Min.	8 St. 41 Min.	8 St. 54 Min.	9 St. 29 Min.
Springflut . .	9.5	26.9	20.2	34.2	—	85.3 Cent.
Nippflut . .	2.8	6.6	6.6	8.5	—	22.8 »
Mittlere Flut .	7.6	19.9	14.5	25.6	28.1	62.5 »

nicht annehmen darf, dass der atlantische Ocean nicht seine eigenen Flutwellen haben könnte.

Whewell, der sich um das Studium der Fluterscheinungen sonst die größten Verdienste erworben hat, gab auch dem oben erwähnten Irrtum durch seine Linien gleichen Eintritts der Flut (*cotidal lines*, Isorachien), welche in allen physikalischen Atlanten reproduciert worden sind, die größte Verbreitung. Er ließ die Flutwellen nur vom großen Ocean ausgehen und sich nach Westen fortpflanzend in die anderen Oceane mit wachsender Verspätung eindringen. Whewell hat übrigens später selbst eingesehen, dass der Verlauf der Linien gleicher Flutzeit über den Flächen der Oceane, von wo gar keine Beobachtungen vorliegen ein Phantasiegemälde war, in das die wenigen Beobachtungen auf oceanischen Inseln gar nicht hineinpassten. Man ist jetzt zur Überzeugung gekommen, dass die sogenannten Isorachien (*cotidal lines*) nur längs des Verlaufes der Küsten sich konstruieren lassen und nur hier von einigem Werte sind.

Die Abweichungen der wirklichen Flutwellen von den theoretischen betreffen, wie zum Teile schon erwähnt, sowohl die Höhe derselben wie die Zeiten des Eintreffens von Hoch- und Niedrigwasser und werden veranlasst durch die Änderungen der Tiefe sowie durch die Kontouren der Küsten, dann durch die Interferenzen der Wellenzüge, die an manchen Punkten von zwei Seiten her zusammentreffen (wie in der Nordsee durch den Kanal und vom nordatlantischen Ocean herab, ähnlich im irischen Meer). Infolge des Reibungswiderstandes würde aber selbst mitten im ausgedehntesten Ocean der Scheitel der Flutwelle stets hinter dem Monde oder der Sonne zurückbleiben.

An manchen Punkten treten ganz besondere Modificationen der Flutphänomene ein. So ist zu Papiti auf Tahiti die Sonnenflut größer als die Mondflut und die Zeiten des Hochwassers folgen mehr der Sonne als dem Monde, so dass sie bis auf 2—3 Stunden Intervall auf Mittag und Mitternacht fallen. Ebenso hat Airy für Courtown an der irischen Küste nachgewiesen, dass die Mondflut durch Interferenz ganz verschwindet und nur die Sonnenflut übrig bleibt. Zu Tonkin gibt es nur eine einmalige Flut im Tage.

Zu Fiume erreicht die tägliche Ungleichheit eine beträchtliche Größe. Wenn die Deklination des Mondes 12° ist, so sind die vom Monde erzeugten täglichen und halbtägigen (gewöhnlichen) Oscillationen gleich stark, für die Sonne ist die entsprechende Deklination 13°. Bei kleineren Deklinationen herrschen die halbtägigen Oscillationen, bei größeren die täglichen (24stündigen) vor.

Das mittlere Verhältnis der Mondflut zur Sonnenflut ist zu Fiume 1.9 zu 1, zu Triest 1.7 zu 1.

In der Ostsee ist die Flutgröße an den dänischen Küsten etwa 30 bis 40 Centimeter, an den deutschen Küsten wird sie ganz unbedeutend, von West nach Ost abnehmend von 10 bis auf 1 Centimeter.

Im Michigan-See beträgt bei Chicago die mittlere Springflut 7 Centimeter, die Nippflut 3½, zu Milwaukee 3.5 und 1.2 Centimeter. Die Mondflut beträgt an letzterem Orte 2.4 Centimeter, die Sonnenflut 1.1 Centimeter, also sehr genau dem theoretischen Verhältnis entsprechend.

Um ein Beispiel der neueren Anschauungen über die wirklichen Fluten zu geben, wollen wir mit Ferrel die des nordatlantischen Oceans betrachten. Die Gezeiten im nordatlantischen Ocean sind namentlich im nördlichen Teile desselben durchschnittlich größer als in irgend einem andern Ocean. Die mittlere Amplitude der Gezeiten im Hafen von Boston ist 3 Meter und nimmt allmählich zu längs der Küste von Neuengland bis Eastport, wo sie circa 6 Meter beträgt, und von da bis zum oberen Ende der Bai von Fundy, wo sie im Mittel nahezu 12 Meter erreicht.*) In Brest auf der andern Seite des atlantischen Ocean beträgt die mittlere Amplitude 4½ Meter, zu Liverpool 6 Meter, zu London circa 5 Meter. An der Westküste von Irland jedoch ist sie sehr viel kleiner, bloß 3 Meter oder weniger im Mittel, und dasselbe ist der Fall längs der Küste von Norwegen. In dem südlichen Teil des nordatlantischen Oceans ist die mittlere Amplitude im allgemeinen kleiner, circa halb so groß von New-York bis Florida (im Mittel) als entlang der Küste von Neu-England, und im Golf von Mexiko ist sie noch kleiner. Die außerordentlich großen Gezeiten einiger Orte werden allerdings hauptsächlich hervorgebracht durch lokale Verhältnisse, wie das allmähliche Ansteigen des Seebodens in der Nähe der Küsten im allgemeinen, wozu örtlich noch die Verengung der Baien, Kanäle oder Flussmündungen kommt, so in der Bai von Fundy und im Bristol-Kanal, wo die bemerkenswert hohen Gezeiten anzutreffen sind.

Doch abgesehen von diesen lokalen Verhältnissen, wie man sie ähnlich in allen Oceanen antrifft, sind die Gezeiten im nordatlantischen Ocean und namentlich in dessen nördlichem Teil auch durchschnittlich größer als die der andern Oceane. Es muss also dieser Ocean einige allgemeine Eigentümlichkeiten besitzen, welche die Amplituden der Gezeiten vergrößern.

In dem Falle eines schmalen Oceans, der in West und Ost von Kontinenten begrenzt wird, scheint die Ansicht, die zuerst Young dargelegt hat und die von Admiral Fitz Roy unterstützt worden ist, dass die Flutbewegung in allen Teilen eines solchen Oceans hauptsächlich in einer gleichzeitig lateralen Oscillation nach Ost und West besteht, viel plausibler als die einer progressiven Welle, namentlich einer Welle aus dem südlichen Ocean. Admiral Fitz Roy hat einige sehr gute theoretische Gründe zur Unterstützung dieser Ansicht angeführt, und ebenso zahlreiche Flutbeobachtungen aus verschiedenen Teilen der Oceane, welche deren Wahrheit festzustellen scheinen. Nach dieser Annahme würde in einem solchen Oceane im allgemeinen keine progressive Flutwelle oder *cotidal line* existieren und es würde Hoch- und Niederwasser längs der ganzen Küste zu gleicher Zeit sein.

*) Die Springfluten erreichen hier eine Maximalhöhe von 21 Meter. Im Bristol-Kanal ist die Höhe der Springflut am Eingang desselben 5, zu Swansea 9 und zu Chepstow 15 Meter. Ebenso große Springfluten hat Fitz Roy an der Ostküste Patagoniens beobachtet, im Golf von St. George und St. Cruz (Magellanstraße), von 12—18 Meter Höhe.

Wenn man in einem Wasserbassin eine Wellenbewegung von Seite zu Seite anregt, so hängt die Periode der freien Oscillation ab von der Relation zwischen Weite und Tiefe des Bassins. (Siehe Seite 308 über die „*seiches*".) Wenn die Wellenbewegung durch eine periodische Kraft angeregt wird, deren Periode übereinstimmt mit jener der freien Oscillation, so werden die Amplituden der Oscillationen allmählich zunehmen, bis der Betrag der Reibung genau gleich wird der Kraft, worauf die Amplitude der Oscillation konstant bleibt. Wenn aber die Periode der Kraft nicht genau übereinstimmt mit jener einer freien Oscillation, sondern nur annähernd, so gibt es selbst im Falle keiner Reibung eine Grenze für die Größe der Amplituden; es sind aber dieselben auch in dem Falle, wo Reibung herrscht, viel größer als in den Fällen, wo eine größere Differenz zwischen der Periode der Kraft und jener der freien Oscillationen besteht.

Man kann nun untersuchen, ob der nordatlantische Ocean nahezu solch ein Bassin ist, auf welches die periodischen Kräfte von Mond und Sonne einwirken.

Ferrel berechnet, dass die Weite und Tiefe des nordatlantischen Oceans zwischen Neufundland und der Küste von Irland (Breite 45°, Tiefe circa 3.2 Kilometer) angenähert jener Relation zwischen diesen beiden Größen entsprechen, welche in einem von Ost nach West sich erstreckenden Kanal erfüllt sein müssen, um die Flutoscillationen von einer Seite zur andern erheblich zu verstärken. Die günstigste Tiefe unter 52° Breite ist 2.5 Kilometer, aber auch noch bei 3.2 Kilometer sind die Oscillationen ungewöhnlich groß, da es hauptsächlich auf die Tiefe des mittleren Teiles ankommt. Weiter nach Süden im Parallel von 35° ist die Weite des Oceans ungefähr 50 Längegrade. Die hiezu gehörige günstige Tiefe wäre 6.1 Kilometer. Diese Tiefe wird aber nicht erreicht, namentlich nicht im mittleren Teil, worauf es zumeist ankommt, obgleich das Meer hier tiefer ist als im Norden. Die Oscillationen sind deshalb zwischen Florida und New-York nicht mehr so groß als weiter im Norden.

Bei einer solchen Oscillation des eigentlichen Oceans, wie wir sie angenommen haben, würde Hochwasser auf der einen Seite und Niederwasser auf der andern Seite desselben nahe. zur selben absoluten Zeit eintreten. Doch dies kann sich nicht bis zu den Küsten erstrecken, wo infolge der zunehmenden Seichtheit des Wassers in Verbindung mit der Reibung die Oscillationen des mittleren und tieferen Teiles des Oceans umgeändert werden zu denen einer progressiven Flutwelle, so dass die Zeit des Hochwassers an den Küsten sehr stark differieren kann von jener in einer beträchtlichen Entfernung von der Küste. Und während die Hauptoscillationen solche sein können, wie wir sie vorausgesetzt haben, angeregt durch Kräfte, welche in der Richtung der Parallelgrade wirksam sind, müssen die in der Richtung der Meridiane wirksamen Kräfte gleicherweise ein System von Oscillationen hervorbringen, die, wenn auch wahrscheinlich von viel geringerer Größe, sich mit den andern kombinieren. Es

ist die Resultierende dieser Oscillationen, die wir beobachten, und darum können die Zeiten des Hochwassers dadurch beträchtlich modificiert werden. Nach dem, was die Theorie über die Gezeiten in Kanälen angibt, würde diese zweite Klasse von Oscillationen, zum mindesten in dem Hauptteil des Oceans, hauptsächlich den Charakter einer stationären Welle haben, wie sie die Theorie für einen Kanal, der sich von Nord nach Süd erstreckt, ergibt. Ferrel verwirft die Annahme einer progressiven Welle, die sich von der Südsee in den nördlichen Teil des atlantischen Oceans fortpflanzt. Selbst wenn sich eine vollständige Barriere vom Kap der guten Hoffnung zur Südküste von Südamerika hinüber erstrecken würde, so würden doch die Gezeiten des nordatlantischen Oceans sehr wahrscheinlich nahe dieselben bleiben.

Die absolute Zeit des Hochwassers von New-York bis Florida ist 3—4 Stunden früher als die längs den Küsten von Neu-England nördlich von Kap Cod. Es existiert ferner fast der gleiche Unterschied zwischen den Zeiten des Hochwassers an den Küsten von Spanien und Portugal und der Westküste von Irland. Es scheint also eine Zeitdifferenz der Phasen der Oscillationen im südlichen und nördlichen Teil des atlantischen Oceans von circa 3 Stunden zu existieren. Die Theorie zeigt, dass geringe Änderungen der Tiefe des Oceans oder einiger anderer Bedingungen genügen, um die Zeiten des Hochwassers stark zu beeinflußen, so dass der oben erwähnte Zeitunterschied der Fluten sehr wahrscheinlich seinen Grund hat in der Verschiedenheit der natürlichen Verhältnisse des atlantischen Oceans in der mittleren Breite von 50° gegenüber jener in 35° Nordbreite.

Börgen meint dagegen, dass die Fluterscheinungen an den amerikanischen und europäischen Küsten auch erklärt werden könnten durch eine von Süden nach Norden im atlantischen Ocean fortschreitende Flutwelle, deren Geschwindigkeit von der Quadratwurzel aus den Wassertiefen abhängt. Die Hafenzeiten der einzelnen Küstenpunkte lassen sich aber auch aus Börgen's Theorie vorläufig noch nicht direkt ableiten.

Zum Schlusse wollen wir noch kurz auf eine höchst bemerkenswerte Reaktion der Flutwellen auf die Rotationszeit der Erde hindeuten.

Kant hat zuerst die Frage angeregt über den Einfluss der Ebbe und Flut auf die Rotationszeit der Erde. Dass die Gezeiten auf letztere einen Einfluss haben müssen, ergibt sich aus der Überlegung, dass die Erde mit ihrer stets nach dem Monde hingerichteten Flutwelle wie in einem Friktionshemmschuh rotiert. So lange sie in Bezug auf die Flutwelle noch eine Rotationsbewegung besitzt, so lange wird die Reibung einen beständigen, wenn auch noch so geringen Verlust an Rotationsgeschwindigkeit bedingen.

Vom mechanischen Standpunkte aus lässt sich die Sache auch so auffassen. Die störenden Kräfte des Mondes und der Sonne lassen sich in zwei Komponenten zerlegen, von welchen die eine in die Richtung der Tangente zur Rotationsbewegung jedes Teilchens der Erdmasse fällt

und somit diese Rotation entweder beschleunigt oder verzögert, je nachdem sie einerseits mit der Richtung derselben übereinstimmt, andererseits gegen dieselbe gerichtet ist. Wenn die Summe der Momente dieser drehenden Kräfte bezüglich der Erdachse für die ganze Masse genommen gleich null ist, so bleibt die Rotationszeit ungeändert, wenn nicht, muss letztere entweder beschleunigt oder verzögert werden. Wenn die Erde völlig starr wäre, oder die Oberfläche der flüssigen Hülle derselben nur so deformiert würde, dass sie stets symmetrisch bliebe auf jeder Seite des Meridians, in dem sich der störende Körper befindet, so würde die Summe der Momente in der That gleich null sein und die Rotationsdauer bliebe unbeeinflusst. Infolge der Reibung aber fällt die große Achse des Flutellipsoids nicht in den Meridian des störenden Körpers (aber auch nicht senkrecht darauf, was denselben Effekt hätte), sondern bleibt etwas zurück und die Gestalt der Figur oder die Masse der Flüssigkeit ist nicht mehr symmetrisch verteilt zu beiden Seiten des Meridians des störenden Körpers, und es befindet sich infolge dessen mehr Masse in den zwei Quadranten, in welchen die tangentiellen Kräfte des störenden Körpers die Erdrotation zu verzögern streben, als in den andern zwei Quadranten, wo sie accelerierend wirken, und dadurch erlangt das Moment der die Erdrotation retardierenden Kräfte ein Übergewicht.

In Wirklichkeit kann nun allerdings die Flutwelle nicht zur regelmäßigen Ausbildung kommen, wie in der gedachten allgemeinen Wasserhülle, aber die Verteilung der Kräfte bleibt im ganzen doch eine ähnliche, so dass man auch die Existenz der eben erörterten Wirkung derselben zugeben muss. Seit Adams und Delaunay aus der Mondbewegung nachgewiesen haben, dass die Tageslänge seit Hipparch's Zeit zugenommen haben müsse, hat man in der eben kurz erläuterten Wirkung des Mondes auf die retardierte Flutwelle auch die Ursache dieser Erscheinung gesucht, und Delaunay (früher schon Ferrel) hat diese Annahme auf mathematischem Wege begründet (1865).*)

Der Effekt der Erde auf die Verzögerung der Rotation des Mondes um seine Achse, denselben einmal flüssig oder mit einer flüssigen Hülle umgeben vorausgesetzt, ist größer im Verhältnis des Quadrates der Massen, also mehr als 6000 mal. Die Wirkung der Erde auf die Mondfluten muss daher in diesem viel größeren Maße die Rotation desselben um seine Achse verzögert haben, bis die Periode derselben mit jener der Mondrotation um die Erde zusammenfiel, wie dies gegenwärtig der Fall ist. Den gleichen Einfluss haben alle Planeten auf ihre Satelliten nehmen müssen, wenn man dieselben nicht schon ursprünglich starr voraussetzt.

*) Ferrel hatte schon 1864 gezeigt, dass ein vollkommenes Flutellipsoid vorausgesetzt, mit einer Fluthöhe von 61 Centimeter am Äquator, ein Zurückbleiben des Scheitels der Flutwelle um 2 Grad im Bogen oder 8 Minuten in Zeit genügen würde, die beobachtete scheinbare Acceleration der Mondbewegung zu erklären.

Das genauere Studium der Ebbe und Flut der flüssigen Hülle des Erdkörpers gestattet ferner auch einen Schluss auf die innere Konstitution der Erde.

Vor vielen Jahren schon hat Sir Wm. Thomson*) hervorgehoben, dass der Erdkörper, was immer für eine innere Konstitution er besitzen möge, notwendig den fluterzeugenden Attraktionskräften des Mondes und der Sonne bis zu einem gewissen Grade nachgeben müsse; wie groß aber diese Gezeiten des Erdkörpers selbst ausfallen, hängt von dem Grade der Starrheit desselben ab, und es gestattet daher der Grad des elastischen Nachgebens der Erde gegenüber dem Einfluss der fluterzeugenden Kräfte ein Kriterium über den Grad der Starrheit des Erdkörpers. Denn würde der Erdkörper wie eine vollkommene Flüssigkeit den ihn deformierenden Attraktionskräften nachgeben, so würden die Gezeiten des Oceans ganz unbemerkbar bleiben, weil die ganze Erdoberfläche sich mit der allgemeinen Flutwelle heben und senken müsste. Wir können ja die Hebungen und Senkungen der Wassermasse des Oceans nur soweit an den Küsten beobachten, als diese selbst nicht gleichfalls sich heben und senken, andernfalls würde die Flutwelle des Oceans unserer Beobachtung ebenso entgehen, wie einem Beobachter zu Schiffe auf hoher See. Da aber der feste Erdkörper den fluterzeugenden Kräften jedenfalls weniger nachgibt als der Ocean, so bleibt eine oceanische Flutwelle übrig, deren Höhe von dem Grade der unvollkommenen Starrheit des Erdkörpers abhängt. Wenn die Erde wie ein teilweise elastischer Körper sich verhält, so werden die Gezeiten des Oceans kleiner ausfallen, als sie die Theorie für einen völlig starren Erdkörper ergibt, und der Unterschied zwischen den wirklichen zur Beobachtung gelangenden Gezeiten und den theoretischen Gezeiten gestattet einen Schluss auf den Grad der Starrheit des Erdkörpers. Die Theorie gibt z. B., dass, wenn die Erde die Festigkeit des Stahles hätte, dieselbe doch so weit den fluterzeugenden Kräften nachgeben müsste, dass die beobachteten oceanischen Gezeiten nur $^2/_3$ der theoretischen bei absoluter Starrheit der Erde wären, bei einer Starrheit gleich der des Glases würde das Verhältnis bloß $^2/_5$ sein.

Wm. Thomson zog schon aus der allgemeinen Existenz beträchtlicher oceanischer Gezeiten den Schluss, dass der Erdkörper einen hohen Grad von Starrheit besitzen müsse und stellte dadurch fest, dass die älteren geologischen Hypothesen von einem flüssigen Erdinnern unhaltbar seien.

Wenn man aber aus dem Unterschied zwischen den beobachteten und den theoretischen Gezeiten des Oceans den Grad der Starrheit des Erdkörpers berechnen will, so stößt man auf die Schwierigkeit, dass die bis jetzt am genauesten und an den zahlreichsten Orten beobachteten halbtägigen und täglichen Gezeiten Erscheinungen von so komplicierter

*) Jetzt Lord Kelvin.

Natur sind, dass es außerhalb aller mathematischen Hilfsmittel liegt, zu berechnen, wie groß deren Höhen sein würden, wenn die Erdmasse absolut unnachgiebig wäre. Doch glaubte man bis in die jüngste Zeit mit Laplace annehmen zu dürfen, dass die Gezeiten von langer Periode nahezu frei von dynamischen Einflüssen seien, welche die Gezeiten von kurzer Periode der Berechnung unzugänglich machen, und dass erstere in der That nahezu ganz den Gesetzen der Gleichgewichtstheorie folgen.

Von diesem Gesichtspunkte aus hat G. H. Darwin (Sohn von Charles Darwin) die 14tägige von der Deklination des Mondes abhängige Flut und die monatliche elliptische Mondflut*), wie sie während 33 Jahren an verschiedenen indischen und europäischen Häfen beobachtet worden sind, mit den Ergebnissen der Gleichgewichtstheorie verglichen und gefunden, dass die beobachteten Gezeiten bloß $^2/_3$ von den berechneten waren. Daraus wurde der Schluss gezogen, dass die Starrheit des Erdkörpers gleich der des Stahles sein müsste. Doch ergab später eine Revision der Theorie von Laplace, dass voller Grund dazu vorhanden sei zu zweifeln, dass die bezeichneten Gezeiten, namentlich die 14tägige, der Gleichgewichtstheorie entsprechen. Daher ist der präcise Vergleich der Starrheit der Erde mit jener des Stahles nicht mehr aufrecht zu erhalten, doch bleibt die Untersuchung von Wichtigkeit als eine Bestätigung von Thomson's Schluss in Betreff des hohen Grades der Starrheit der Erde.**) Man wird aber vielleicht in späterer Zeit, meint Darwin, mit Hilfe genauer Flutregistrierungen doch zu einem präciseren Schluss in Bezug auf die Starrheit der Erde kommen, denn es gibt eine kleine Flut mit einer Periode von 18.6 Jahren, bei welcher die Voraussetzung von Laplace erfüllt ist. Aber ihre Kleinheit, wenig über 8 Millimeter am Äquator, dürfte ihrer Verwertung Schwierigkeiten bereiten.

*) Dieselben haben den Vorzug von meteorologischen Einflüssen frei zu sein, welche die Sonnenfluten zu genauen Berechnungen ungeeignet machen.

**) In jüngster Zeit haben die Beobachtungen über die Fortpflanzung der Erdbeben-Wellen im Erdkörper selbst einen neuen Beweis für die Starrheit desselben geliefert. Dutton zeigte, dass die Fortpflanzung der Erdbebenwelle von Charleston für ein Medium spricht, das nahe so homogen ist wie Stahl.

Nachtrag zu S. 231. Kürzlich wurden von dem Schiffe Pinguin im stillen Ocean auf einer Linie etwas westlich von Tongatabu nach den Kermadee-Inseln noch größere Meerestiefen gelotet und Bodenproben (roter Lehm) aus diesen ungeheuren Tiefen heraufgeholt. Diese Tiefen und deren Positionen sind:

23° 39′ S.	175° 4′ E.	5022 Faden	= 9184	Meter,
28° 44′ „	176° 4′ „	5147 „	= 9413	„
30° 28′ „	176° 39′ „	5155 „	= 9427	„

Abgeschlossen Ende 1895.

Sachregister.

Hann, Hochstetter, Pokorny,

Allgemeine Erdkunde.

Fünfte, neu bearbeitete Auflage

von

J. Hann, Ed. Brückner und **A. Kirchhoff.**

II. ABTEILUNG:

Die feste Erdrinde und ihre Formen

von

Ed. Brückner.

Mit 182 Abbildungen im Texte.

PRAG. F. TEMPSKY. — WIEN. F. TEMPSKY. — LEIPZIG. G. FREYTAG.

1898.

Die 5. Auflage des vorliegenden Buches wird im Anfang des Jahres 1898 in **einem** Band vollständig erscheinen; die Ausgabe erfolgt zunächst in 3 Abteilungen, diese sind betitelt und enthalten:

I. ABTEILUNG.

Die Erde als Ganzes, ihre Atmosphäre und Hydrosphäre.

Von

J. Hann.

Lex. 8°. VIII und 336 Seiten mit 24 Tafeln und 92 Textabbildungen.
Preis geh. 6 fl. = 10 M.

II. ABTEILUNG.

Die feste Erdrinde und ihre Formen.

Ein Abriß der allgemeinen Geologie und der Morphologie der Erdoberfläche.

Von

Ed. Brückner.

Lex. 8°. XII und 368 Seiten mit 182 Abbildungen Texte.
Preis geh. 4 fl. 80 kr. = 8 M.

III. ABTEILUNG.

Pflanzen- und Tierverbreitung.

Von

A. Kirchhoff.

Erscheint Anfang 1898.

Hann, Hochstetter, Pokorny,

Allgemeine Erdkunde.

Fünfte, neu bearbeitete Auflage

von

J. Hann, Ed. Brückner und **A. Kirchhoff.**

I. ABTEILUNG.

Die Erde als Ganzes, ihre Atmosphäre und Hydrosphäre.

Von

J. Hann.

II. ABTEILUNG.

Die feste Erdrinde und ihre Formen.

Von

Ed. Brückner.

III. ABTEILUNG.

Pflanzen- und Tierverbreitung.

Von

A. Kirchhoff.



PRAG. F. TEMPSKY. WIEN. F. TEMPSKY. LEIPZIG. G. FREYTAG.

1897.

Die feste Erdrinde

und

ihre Formen.

Ein Abriß der allgemeinen Geologie und der Morphologie der Erdoberfläche.

Von

Eduard Brückner.

Mit 182 Abbildungen im Text.



PRAG. F. TEMPSKY. WIEN. F. TEMPSKY. LEIPZIG. G. FREYTAG.

1897.

Druck von Gebrüder Stiepel in Reichenberg.

Vorwort.

Seit dem Erscheinen der 4. Auflage der «Allgemeinen Erdkunde» sind volle 11 Jahre verflossen, die der Wissenschaft gewaltige Fortschritte gebracht haben. Als daher der Verleger an mich mit der Aufforderung herantrat, für die 5. Auflage den durch den Tod seines hochverdienten Verfassers verwaisten Hochstetter'schen Teil zu bearbeiten, war ich mir wohl bewusst, dass eine völlige Umgestaltung des Werkes nötig sein würde, zumal da der Verleger den berechtigten Wunsch aussprach, es möchte der Abschnitt mehr im Sinn eines Abrisses der allgemeinen Geologie und der Morphologie der Erdoberfläche gehalten und so besonders den Bedürfnissen des Geographen angepasst werden. Diese doppelte Aufgabe hat schließlich zu einer totalen Neubearbeitung geführt: Vollständig neu entstand das Buch nach Anlage und Ausführung; kaum einige Zeilen sind aus dem früheren Werk herübergenommen. Nur so glaubte ich den veränderten Bedürfnissen der Gegenwart Rechnung tragen zu können.

Während meiner Arbeit war ich auf Schritt und Tritt in der Lage zwei für die Lehre von den Formen der Erdoberfläche und den sie bedingenden Vorgängen grundlegende Werke zu Rate zu ziehen: Ferdinand von Richthofens Führer für Forschungsreisende (Berlin, 1886) und Albrecht Pencks Handbuch der Morphologie der Erdoberfläche (Stuttgart, 1894). Beide Werke boten die mannigfachste Anregung, Pencks Handbuch außerdem noch eine Fülle von Litteraturnachweisen; beide haben dadurch auf das vorliegende Buch einen weitgehenden Einfluss ausgeübt.

Auch manche persönliche Hilfe durch Rat und Tat ist mir zu Teil geworden. So verdanke ich meinem hochverehrten Kollegen an der Universität Bern, Herrn Prof. Dr. A. Baltzer, zahlreiche wertvolle Winke. Besondern Dank schulde ich meinem lieben Freunde, Herrn Prof. Dr. Albrecht Penck in Wien, der sich unter anderm der mühevollen Durchsicht der Korrekturen des zweiten und dritten Abschnittes unterzog.

Zu Dank verpflichtet bin ich endlich dem Herrn Verleger für die Ausstattung, die er dem Buch zu Teil werden ließ. Die oben erwähnte durchgreifende Umgestaltung des Inhaltes bedingte naturgemäß auch eine erhebliche Änderung des zur Erläuterung des Textes so wichtigen Illustrationsmaterials. Weit über die Hälfte der Figuren musste neu beschafft werden. Es geschah dies zum kleinsten Teil dadurch, dass der Verleger 17 Clichés aus dem in seinem Verlag unter A. Kirchhoffs Redaktion erschienenen Sammelwerk «Länderkunde von Europa» zur Verfügung stellte. Entlehnt wurden so die Figuren 99, 111, 114, 169 und 180, aus Penck, Deutsches Reich; 146, 176 und 177 aus Supan, Österreich-Ungarn; 20, 21, 92, 106, 124 und 163 aus Billwiller, Egli und Heim, Die Schweiz; 51, 138 und 148 aus Th. Fischer, Südeuropa.

Vor allem aber hat der Verleger die Kosten nicht gescheut, über 90 Figuren neu anfertigen zu lassen. So wurde es möglich, das Buch in einer den heutigen Bedürfnissen entsprechenden Weise zu illustrieren.

Unter den neu angefertigten Abbildungen befinden sich mehrere, die zum ersten Mal im Druck erscheinen, so einige photographische Aufnahmen typischer Landschaftsformen. Das eidgenössische topographische Bureau hat bereitwilligst die verkleinerte Reproduktion seiner schönen Reliefkarte des Albulagebietes gestattet und zwar der im Buchhandel nicht erhältlichen Ausgabe ohne Schrift (Figur 172); ebenso erlaubte das eidgenössische hydrometrische Bureau die Wiedergabe der nur im Manuskript vorliegenden Isotachen der Rhone (Figur 102) und Herr Dr. R. Zeller in Bern die Wiedergabe seines noch nicht publicierten instruktiven Schemas der Alpenfaltung (Figur 75).

Bern, im Sommer 1897.

Eduard Brückner.

Inhalt.

Verzeichnis der Illustrationen.

II. Abteilung.

Die feste Erdrinde und ihre Formen.

Ein Abriß der allgemeinen Geologie und der Morphologie der Erdoberfläche.

Von

Eduard Brückner.

Einleitung.

Zusammensetzung, Volumen und Gewicht der Lithosphäre. Die Unterlage der gesamten Wasserhülle der Erde sowie der Lufthülle, soweit diese nicht auf den Oceanen ruht, bildet die Gesteinshülle oder Lithosphäre; sie besteht im Gegensatz zur gasförmigen Atmosphäre und zur tropfbarflüssigen Hydrosphäre aus festen Massen und übertrifft jene bei weitem an Rauminhalt. Von den 258 509 Millionen Kubikkilometer der Erde entfällt nur etwa ein halbes Procent auf die Meere und volle 99½ Procent auf die Lithosphäre, sofern man dieser auch das unbekannte Erdinnere zurechnet. Noch stärker dominiert die Lithosphäre durch ihr Gewicht. Die Dichte des Meerwassers ist rund 1.026, die der Erde 5.6, und daher das Gewicht der Lithosphäre 1100mal so groß wie das der Hydrosphäre.

Verhältnis und Verteilung von Wasser und Land. Nur auf dem festen Lande liegt die Oberfläche der Lithosphäre zu Tage; auf dem größeren Teil der Erdoberfläche verbirgt sie sich unter dem Meer. Die Erkenntnis, dass das Land so sehr an Fläche hinter dem Meer zurücktritt, hat sich erst seit wenig mehr als einem Jahrhundert allgemein bahngebrochen. Im Altertum bestanden nebeneinander zwei verschiedene Anschauungen über die Verteilung von Wasser und Land; die homerische Schule, zu der Eratosthenes und Strabo gehörten, lehrte, dass das Land inselartig im Meer liege, von dem es allseitig umflossen sei; Aristoteles, Hipparch, Marinus und Ptolemäus dagegen nahmen an, dass das Meer nur seeenartig inmitten des Landes auftrete; am Überwiegen des Landes über das Meer aber hielten alle fest. Noch zu Columbus' Zeit glaubte man, dass 6/7 der Erdoberfläche Land seien und nur 1/7 Meer. Erst die Entdeckungsreisen Cooks (1768—79) verschafften der richtigen Anschauung den Sieg.

Ziehen wir von den 510 Millionen Quadratkilometer der Erdoberfläche 21.2 Millionen Quadratkilometer (16.4 Millionen in der Umgebung des Südpols, 4.8 Millionen in der Umgebung des Nordpols) als unerforscht ab, so entfallen von den bekannten Flächenräumen nur 135.4 Millionen Quadratkilometer auf das Land und volle 353.3 auf das Meer. Land und Wasser verhalten sich wie 1 : 2.609. Die Drift von Überresten der Jeanetteexpedition, die von 1881 bis 1884 von den neusibirischen Inseln über die unmittelbare Umgebung des Nordpols hinweg an die Südspitze von Grönland gelangten, sowie die Verfrachtung sibirischen Holzes in der gleichen Richtung hat, nun aber gezeigt, dass im höchsten noch

unbekannten Norden größere Landmassen fehlen; andererseits weist vieles darauf hin, dass sich am Südpol ein größerer ganz unter Gletschern begrabener Landkomplex findet. Verbessern wir dementsprechend obige Zahlen, so erhalten wir nach H. Wagner für das Land 144.5 Millionen Quadratkilometer und für das Meer 365.5 Millionen, für das Verhältnis beider also 1 : 2.54 oder rund 2 : 5.

Die Verteilung des Landes über die Erdoberfläche ist nicht gleichmäßig. Auf der Südhemisphäre überwiegt das Wasser bei weitem (Land zu Wasser wie 1 : 5.94). Aber auch auf der Nordhemisphäre halten Land und Wasser einander nicht das Gleichgewicht (1 : 1.47). Nur zwischen 70° und 45° N ziehen die Parallelkreise zur größeren Hälfte über Land; der kontinentalste Parallelkreis ist der von 75° N, von dem 77 Procent auf das Land fallen. Nach Süden zu nimmt der Anteil des Landes immer mehr ab, so dass der Parallel von 60° S gar kein Land mehr schneidet. Wie die Verhältnisse sich weiter südlich gestalten, wissen wir nicht, da die Umrisse des antarktischen Kontinents nicht bekannt sind. Noch schärfer tritt die ungleichförmige Verteilung von Wasser und Land hervor, wenn man die Erde derart in zwei Hälften zerlegt, dass die eine möglichst viel Land, die andere möglichst viel Wasser enthält. Das Centrum der Landhalbkugel (Land zu Wasser wie 1 : 1.1) liegt ungefähr halbwegs zwischen Orléans und Le Mans im französischen Departement Eure-et-Loir; das Centrum der Wasserhalbkugel (Land zu Wasser wie 1 : 8.5) fällt etwas östlich der Südspitze der Nordinsel von Neuseeland ins Meer.

Formenreichtum der Erdoberfläche. Unendlich mannigfaltig sind die Formen der Oberfläche der Lithosphäre. Diese Mannigfaltigkeit ist einerseits durch die Verschiedenartigkeit der Zusammensetzung der obersten Schicht der Erde bedingt, also des Materials, das an die Oberfläche tritt, und andererseits durch die Verschiedenartigkeit der Vorgänge, die an der Ausgestaltung der Formen arbeiten.

Dieselben Vorgänge können aus verschiedenem Material ganz verschiedene Formen schaffen. Die Vorgänge z. B., die die Formen der Hochgebirgsgipfel der Alpen ausmeisseln, arbeiten aus mehr oder minder horizontalliegenden, in die Hochgebirgsregion emporragenden Kalksteinmassen mächtige plateauartige Blöcke heraus, die oben verhältnismäßig flach gewellt sind und nach allen Seiten in nackten, senkrechten Wänden abstürzen wie das Dachsteingebirge. Sind dagegen die Kalkschichten aufrecht gestellt, so entstehen sehr unregelmäßig gestaltete Kämme, wieder mit schroffen Wänden, wie z. B. das Wettersteingebirge mit der Zugspitze oder die Kämme der Säntisgruppe. Handelt es sich um aufrechtstehende krystallinische Schiefer, etwa um Gneis und Glimmerschiefer, so resultieren mehr oder minder gleichmäßig pyramidale Gipfel; eine auf- und abwogende, scharfe Kammlinie zeichnet sie aus wie in den Hohen Tauern oder in den centralen Teilen des Berner Oberlandes.

Andererseits können verschiedene Vorgänge aus dem gleichen Material gleichfalls verschiedene Formen modeln. So entstehen im Granit- und Gneisgebiet durch Abstürzen senkrechte Wände und in der Hochgebirgsregion sehr schroffe Spitzen; die Abspülung durch rinnendes Wasser dagegen, wie sie im Mittelgebirge vorherrscht, schafft aus den gleichen Gesteinen mehr rundliche Gipfel.

Gemindert wird der Formenreichtum der Erdoberfläche dadurch, dass oft verschiedene Vorgänge und ebenso auch verschiedene Materialien gleiche oder doch ähnliche Formen entstehen lassen. Ebenen z. B. können das Produkt von Flüssen sein, die hier ihre Kiesmassen ablagerten (Poebene, Gangesebene), oder sie können dadurch entstanden sein, dass Teile des Seebodens über den Wasserspiegel gelangten, wie das nördlich des Kaspischen Meeres der Fall ist; sie können aber auch eine Folge der Abtragung des Landes durch Flüsse bis zu einem unfern des Meeresspiegels gelegenen Niveau sein, wie von manchen für die Küstenebenen Nordamerikas angenommen wird.

Die Lehre von den Formen der Erdoberfläche muss zuerst das Material berücksichtigen, aus dem die Erdkruste besteht und das die Bausteine für jene Formen liefert. Sie wird daher zuerst die Erdrinde nach ihrer Zusammensetzung zu schildern haben. Sie wird dann ausführlich von den Vorgängen handeln, die an jenem Material arbeiten und daraus die Formen gestalten. Zuletzt wird sie einen Überblick über die Formen der Erdoberfläche geben, indem sie sie klassificiert und als Resultat des Ineinandergreifens der verschiedenen Vorgänge und des Materials schildert.

Erster Abschnitt.

Die Erdrinde nach ihrer Zusammensetzung.

Die Materialien, die die feste Erdrinde zusammensetzen, nennt man Gesteine. Jedes Gestein ist ein festes oder lockeres Aggregat von gleichartigen oder ungleichartigen, zertrümmerten oder unzertrümmerten Mineralien oder organischen Resten aus dem Tier- und Pflanzenreich. Das wichtigste Merkmal eines Gesteins ist die wesentliche Teilnahme am Aufbau der Erdrinde; das wichtigste Merkmal eines Minerals dagegen ist seine Homogenität. So verschieden beide Begriffe sind, so decken sie einander doch zu einem Teil: es gibt Mineralien, die in solchen Anhäufungen vorkommen, dass sie auch als Gesteine bezeichnet werden müssen, z. B. das Eis, das Steinsalz, der kohlensaure Kalk u. a. m. Die Wissenschaft, die sich mit den Gesteinen befasst, in dem sie sie in mineralogischer, physikalischer und chemischer Richtung kennen zu lernen sucht, heißt die Petrographie. Mit der Lage der verschiedenen Gesteine zueinander oder ihrem Verband befasst sich die Geotektonik; mit der Feststellung des Alters der Gesteine und der Erforschung der Entwicklungsgeschichte der Erde, soweit sie sich aus den Gesteinen und ihrem Inhalt an Versteinerungen herauslesen lässt, beschäftigt sich die historische Geologie. Jede dieser drei Disciplinen ist wohl ausgebaut; ihre erschöpfende Darstellung erfordert weit mehr Raum, als er uns hier zur Verfügung steht. Wir können daher nur in knapper Form alles das hier zusammenstellen, was zum Verständnis der Formen der Erdoberfläche nötig ist.

Die Zusammensetzung der Erdrinde dem Gesteinsmaterial nach.

(Abriss der Petrographie.)

Die Gesteinselemente. Betrachtet man ein Gestein, so erkennt man fast immer mehr oder weniger deutlich, dass es aus einzelnen, räumlich abgesonderten Teilen besteht. Diese Teile heißen Gesteinselemente, ihre Kenntnis ist zur Charakterisierung des Gesteins unerlässlich. Sind die Gesteinselemente Krystalle, so wird das Gestein krystallinisch genannt. Krystallinische Gesteine sind z. B. der Granit, der Basalt, der Gneis.

Die Krystalle der krystallinischen Gesteine haben nur teilweise ihre äußere Krystallform; zu einem großen Teil sind sie ganz oder doch nach gewissen Seiten hin unregelmäßig gestaltet und dabei mannigfach miteinander verwachsen oder verschränkt. Sind die Gesteinselemente der Hauptsache nach Trümmer früher existierender Gesteine, so spricht man von klastischen Gesteinen. Ob die Trümmer eckig oder rund, groß oder klein sind, ob sie nur lose aufeinander liegen oder durch ein Bindemittel fest zusammengebacken sind, ist gleichgültig. (Beispiele: Sand, Sandstein, Geröll, Konglomerat.)

Aus der Erdrinde sind etwa 800—900 verschiedene Mineralien bekannt; sie alle liefern Material zur Gesteinsbildung, doch die Mehrzahl von ihnen nur in verschwindenden Mengen. Eine wesentliche Rolle bei der Zusammensetzung der Gesteine, sei es dadurch, dass sie selbst als Gesteinselemente auftreten, sei es, dass sie sich am Aufbau der Trümmer beteiligen, die als Gesteinselemente erscheinen, spielen nur etwa 40 Mineralien. Die wichtigsten unter ihnen sind:

1. Silikate: Quarz, die verschiedenen Feldspäte (Kalifeldspat: Orthoklas, Sanidin, Mikroklin; Natronfeldspat: Albit; Kalkfeldspat: Anorthit; Kalknatronfeldspat: Oligoklas, Labradorit; Albit, Anorthit, Oligoklas und Labradorit werden oft als Plagioklas zusammen gefasst), Thon, Nephelin und Elaeolith, Leucit, Pyroxen (Augit), Hypersthen, Diallag, Amphibol (Hornblende), die verschiedenen Glimmer (Muscovit, Biotit, Sericit), Chlorit, Talk, Olivin (Peridot), Serpentin, Granat.
2. Karbonate: Kalkspat, Dolomit, Eisenspat.
3. Sulfate: Anhydrit, Gips.
4. Haloidsalze: Steinsalz.
5. Magneteisen, Roteisenstein, Brauneisenstein.
6. Graphit.

Auch Überreste von Organismen erscheinen dazwischen als Gesteinselemente. Meist finden sie sich allerdings im Gestein zerstreut oder zusammmengehäuft als Versteinerungen; sie sind nicht wesentliche Gesteinselemente, sondern nur zufällig im Gestein enthalten. Ihr Fehlen würde die petrographischen Eigenschaften des Gesteins nicht berühren. Die Zahl der Tiere und Pflanzen, deren deutliche Überreste in erheblichen Massen sich am Aufbau der Erdrinde beteiligen, ist gering. Es kommen da besonders die Überreste niederer Lebewesen in Betracht. Als Gesteinselemente treten auf:

1. Die Kalkgehäuse von Foraminiferen, die Kalkschalen von Schaltieren, die Korallenstöcke.
2. Die Kieselgehäuse der Radiolarien und Diatomeen.
3. Knochen, Zähne und Exkremente von Wirbeltieren (untergeordnet).
4. Die im Verkohlungsprocess begriffene oder schon verkohlte Holzsubstanz verschiedener Pflanzen, besonders der Kryptogamen.

Gesteine, die wesentlich aus Überresten von Organismen bestehen, sind der Torf, die Steinkohle, ferner der Polierschiefer, die Knochenbreccie.

Von den Gesteinen, deren Gesteinselemente Überreste von Organismen sind, müssen die Gesteine unterschieden werden, die durch Organismen abgesetzt, nachträglich aber so verändert worden sind, dass die ursprünglichen Gesteinselemente nicht mehr zu erkennen sind. Das gilt z. B. vom Kalkstein.

Die Bestimmung der Gesteinselemente geschah früher nur mit bloßem Auge oder mit der Lupe. Vor wenig mehr als drei Jahrzehnten erst kam die mikroskopische Untersuchung in ganz feinen durchsichtigen herausgeschnittenen Platten, sogenannten Dünnschliffen, auf; später noch gesellte sich die Beobachtung im polarisierten Licht dazu. Diese neueren Methoden förderten die Petrographie in ganz ungeahnter Weise; vor allem sind da zwei deutsche Männer zu nennen, deren Arbeiten bahnbrechend waren: Zirkel und Rosenbusch.*) Heute sind diese Methoden so unentbehrlich, dass die zuverlässige Bestimmung vieler Gesteine ohne Rücksicht auf die mikroskopischen Verhältnisse nicht mehr möglich ist. Trotz dieser Wichtigkeit der mikroskopischen Untersuchung können wir sie im nachfolgenden nicht schildern, wenn wir auch deren Resultate berücksichtigen.

Struktur der Gesteine. Nächst den Gesteinselementen ist zur Charakterisierung eines Gesteins am wichtigsten seine Struktur oder sein Gefüge. Darunter versteht man das durch Größe, Form, Lage und Verbindungsweise der einzelnen Gesteinselemente bestimmte Aussehen des Gesteins. Die Struktur hängt nur in beschränktem Maß von der mineralogischen und chemischen Zusammensetzung des Gesteins ab, viel mehr dagegen von der Art der Bildung. Sie ist daher in weit höherem Grade als die Zusammensetzung die Trägerin der geologischen Verwandtschaft der Gesteine.

Man hat, indem man die Größe der Gesteinselemente als Ausgangspunkt nahm, eine Reihe von Strukturformen unterschieden; die Bezeichnungen der verschiedenen Autoren weichen hier etwas voneinander ab. Die alten Ausdrücke grobkörnig, feinkörnig und dicht sind heute noch sowohl für krystallinische als für klastische Gesteine im Gebrauch. Makrokrystallinisch nennt man die Struktur krystallinischer Gesteine, wenn die einzelnen Mineralien mit bloßem Auge sichtbar sind. Mikrokrystallinisch ist ein Gestein, dessen Mineralien erst unter dem Mikroskop im Dünnschliff sichtbar werden. Löst selbst das Mikroskop das Gestein nicht in einzelne Krystalle auf, so spricht man von einer kryptokrystallinischen Struktur. Amorph endlich nennt man die Struktur, wenn im Gestein keine Gesteinselemente zu erkennen sind und es so gleichmäßig wie Glas ist. Amorphe Gesteine enthalten häufig hie und da aus-

---

*) An dieser Stelle nennen wir am passendsten zwei Hauptwerke über Petrographie:

F. Zirkel: Lehrbuch der Petrographie, 2. Auflage, Leipzig 1893—95, 3 Bände.

H. Rosenbusch: Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Band I: Mineralien, 3. Auflage, Stuttgart 1894. Band II: Massige Gesteine, 2. Auflage, Stuttgart 1887.

geschiedene Krystalle oder ganze Krystallschwärme; sie befinden sich im Zustand der Entglasung.

Die von Gestein zu Gestein so sehr wechselnde Größe der Krystalle hängt in denjenigen Gesteinen, die ursprünglich feurigflüssige Massen waren, von der Geschwindigkeit der Festwerdung ab. Erfolgte die Festwerdung sehr langsam, so bildeten sich große Krystalle aus, die Struktur wurde makrokrystallinisch (z. B. beim Granit); bei etwas rascherer Erstarrung wurde sie mikrokrystallinisch (Basalt) und bei ganz plötzlicher Abkühlung amorph (z. B. beim Obsidian).

Gleichmäßig körnig ist ein krystallinisches Gestein, wenn die Mineralien annähernd gleichgroß und nach allen drei Dimensionen gleichmäßig entwickelt sind. Der gleichmäßig körnigen Struktur steht die porphyrische gegenüber; bei dieser treten inmitten einer für das bloße Auge dichten, also mehr oder weniger homogen erscheinenden Masse, der Grundmasse, größere Krystalle oder krystallinische Körner als sogenannte Einsprenglinge auf; die Grundmasse ist dabei mikrokrystallinisch oder amorph.

Wie die krystallinischen Gesteine charakterisiert man auch die klastischen nach der Größe ihrer Gesteinselemente. Man unterscheidet die Psephitstruktur*) oder Trümmerstruktur, wo die einzelnen Gesteinsbrocken über Haselnussgröße haben, die Psammit-**) oder Sandsteinstruktur, wo die Gesteinselemente Sandkörner sind, und die Pelit-***) oder Schlammstruktur, wo die Gesteinselemente kleine Schlammpartikelchen sind.

Wichtig ist die Verteilung und Lage, besonders der lamellaren Gesteinselemente. Ist kein Gesetz der Anordnung zu erkennen, liegen vor allem die lamellaren Gesteinselemente mit ihrer Breitseite nach allen Richtungen hin, so heißt die Struktur richtungslos. Dieser Struktur gegenüber stehen die Fluidalstruktur und die schieferige Struktur.

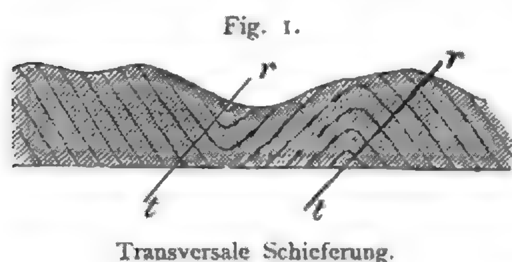
Bei der Fluidalstruktur, die nur bei dichten Eruptivgesteinen vorkommt, treten die meist mikroskopisch kleinen Krystalle dadurch, dass ihre Längsachsen sich lokal annähernd parallel stellen, in Ströme zusammen, die einen gewundenen Verlauf haben, sich an Hindernissen, z. B. großen ausgeschiedenen Krystallen, stauen und sie umfließen. Die Struktur bringt in dieser Weise die Bewegungen innerhalb des Eruptivgesteins unmittelbar vor dem Erstarren zum Ausdruck und ist ein sicherer Beweis dafür, dass das Gestein einst feurigflüssig war und geflossen ist. Sie ist dazwischen mit bloßem Auge zu erkennen und stellt sich dann in Form von gewundenen Streifen dar, die verschiedene Farbe haben; meist aber wird sie erst im Dünnschliff unter dem Mikroskop sichtbar.

Die schiefrige oder Schieferstruktur entsteht dadurch, dass die lamellaren Gesteinselemente sich nach einer bestimmten Ebene parallel anordnen. Das gilt besonders von den Glimmern, ferner vom Chlorit, vom Talk und analogen lamellaren Mineralien, die sowohl in krystallinischen als in klastischen Gesteinen eine große Rolle spielen. Das bedingt eine erhöhte Spaltbarkeit des Gesteins in der Richtung dieser Ebene.

*) Von ψῆφος, kleiner Stein. **) Von ψαμμός, Sand. ***) Von πηλός, Lehm, Schlamm.

Meist ist die parallele Lage der lamellaren Gesteinselemente einfach eine Folge davon, dass sie beim Absatz des Gesteins sich naturgemäß auf ihre flache Seite legten. Die Schieferung entspricht dann der Schichtung (normale Schieferung). Allein dazwischen ist die parallele Anordnung die Folge eines erst nach Ablagerung des Gesteins ausgeübten Druckes: die Glimmer stellten sich dabei senkrecht zur Richtung des Druckes ein. War der Druck nicht senkrecht zur Schichtung, so wurde dadurch eine Schieferung erzeugt, die von der Schichtung ganz unabhängig ist und sie unter einem Winkel schneidet; man bezeichnet sie als falsche oder Transversalschieferung; sie kann unter Umständen die Schichtung ganz verschleiern. Transversale Schieferung tritt namentlich bei Thonschiefer häufig auf; die Spaltungsrichtung ist dann die der Schieferung (*t* — *r* in Fig. 1), nicht die der Schichtung (in der Figur durch die geknickten Linien angedeutet). Schieferung kommt besonders häufig bei aus Wasser abgesetzten Gesteinen vor, wird jedoch dazwischen auch eruptiven Gesteinen durch Druck aufgezwungen; so sind z. B. manche Granite durch Druck gneisartig geworden.

Fig. 1.



Transversale Schieferung.

Die Struktur ist ein Hauptcharakteristikum und fast immer eine wesentliche Eigenschaft eines Gesteins. Die gleichen Gesteinselemente bilden verschiedene Gesteine, je nachdem die Struktur so oder anders ist. Ein Gemenge von Feldspat, Quarz und Glimmer z. B. heißt Granit, wenn alle Krystalle richtungslos durcheinander liegen — also bei richtungsloser Struktur; liegen dagegen die Glimmerschüppchen im wesentlichen parallel, ist also die Struktur schieferig, so heißt das Gestein Gneis.

Klüftung und Absonderung der Gesteine. In vielen Gesteinsmassen lassen sich Zerklüftungen und Spalten beobachten, durch die sie in Gesteinskörper von verschiedener, oft verhältnismäßig regelmäßiger Gestalt aufgelöst — abgesondert werden. Die Absonderung ist streng von der Struktur zu scheiden. Die Struktur entsteht durch die Anordnung der Gesteinselemente zu einander, die Absonderung dagegen durch die Zerteilung des Gesteins in einzelne Blöcke. Die Ursache der Klüftung und der dadurch bedingten Absonderung kann verschieden sein. Häufig ist es die innere Kontraktion, das innere Schwinden des Gesteins; das kann entweder dadurch zustande kommen, dass ein stark erhitztes Gestein z. B. eine Lava erkaltet, oder dadurch, dass eine durchfeuchtete Masse, wie etwa Schlamm, austrocknet. Aber auch der Druck bei der Gebirgsbildung kann in festen Gesteinen Zerteilungen verursachen und so Veranlassung zu Klüftung geben, ja das Gestein in einzelne kleine Brocken zerlegen. Im frischen Anschnitt ist die Absonderung oft nicht deutlich zu erkennen; erst durch Verwitterung treten die Absonderungsformen klar hervor.

Nicht selten ist bei Basalten und Porphyren die kugelige oder sphäroidische Absonderung. Dazwischen sieht das Gestein, besonders Basalt, aus wie ein zusammengebackenes Haufwerk von groben Geschützkugeln. Meist sind die Kugeln konzentrisch-schalig. Bei Eruptivgesteinen aller Art und nur sehr selten bei Sedimentgesteinen kommt die plattenförmige Absonderung vor: das ganze Gestein ist in tafelartige Platten zerlegt. Sind die Platten groß und dick, so spricht man von einer bankförmigen Absonderung. Auch die säulenförmige Absonderung, wobei das ganze Gestein aus dichtgepackten, eckigen Säulen besteht, ist fast ganz auf Eruptivgesteine beschränkt; besonders der Basalt zeigt sie häufig. Berühmt sind die Basaltsäulen der Fingalsgrotte auf Staffa. Dazwischen nehmen aber auch Sedimentgesteine Säulenform an, wo sie mit glühend heißen Eruptivmassen in Berührung kamen und gefrittet wurden, in seltenen Fällen auch beim Eintrocknen. Die Gruppierung der Säulen ist sehr mannigfach, bald stehen sie aufrecht, bald liegen sie horizontal oder schräg oder sie divergieren von einem Punkt nach allen Richtungen; immer aber steht ihre Längsachse senkrecht zur Erstarrungs- oder Verdunstungsoberfläche.

Polyedrisch oder quaderförmig nennt man die Absonderung, wenn drei Kluftsysteme senkrecht aufeinander stehen und dadurch das Gestein in große mehr oder minder viereckige Blöcke zerlegen. Besonders der Granit zeigt das oft sehr schön. Etwas Ähnliches tritt auch bei Sedimenten auf; hier ist eine der Kluftflächen durch die Schichtfläche gegeben. Unregelmäßig polyedrisch ist endlich die Absonderung, wenn die Klüfte unregelmäßig verlaufen und das Gestein in unregelmäßige Blöcke zerlegen, wie das oft beim Sandstein, aber auch sehr oft beim Porphyr und Granit zu beobachten ist.

Im allgemeinen lässt sich sagen, dass die stärkere oder schwächere Absonderung eines Gesteines vom Tempo der Festwerdung desselben oder von der Größe des Gebirgsdruckes abhängt. Bei rasch abgekühlten oder eingetrockneten Gesteinen tritt die Absonderung viel häufiger und regelmäßiger auf als bei langsam festgewordenen. Daher zeichnen sich auch die feinkörnigen und dichten krystallinischen Gesteine, die rasch erstarrt sind, vielfach durch Absonderung aus, während diese den langsam festgewordenen grobkrystallinischen meist fehlt.

Die Lagerungsform der Gesteine ist ein nicht unwichtiges Merkmal. Im Gegensatz zueinander stehen da die schichtförmige Lagerung und die durchgreifende Lagerung; erstere ist den Schichtgesteinen eigen, letztere den massigen Gesteinen.

Eine Schicht ist eine plattenförmige, durch zwei annähernd parallele Flächen, die Schichtflächen, begrenzte Gesteinsmasse; ihr Material ist in den meisten Fällen mechanisch oder chemisch aus Wasser, aus wässerigen Lösungen oder aus der Luft niedergeschlagen. Jede Schicht ist das Ablagerungsprodukt einer Zeitperiode; jede Schichtfläche, die eine Schicht

von der darüber oder darunter liegenden trennt, die aber deswegen keineswegs eine Kluftfläche zu sein braucht, entspricht zeitlich einer Änderung in der Ablagerung des Gesteins. Diese Änderung äußert sich darin, dass die übereinander liegenden und nacheinander abgelagerten Schichten etwas wechselnde Zusammensetzung besitzen; es ändert sich z. B. die Farbe, oder das Korn der Gesteinselemente wechselt, oder es verschwinden gewisse Gesteinselemente und neue treten auf. Führt man, etwa in einem Steinbruch, einen Schnitt senkrecht auf die Richtung der Schichtflächen, so tritt dieser Wechsel, die Schichtung, deutlich hervor. Die Schichtung ist immer ein Beweis für eine successive Ablagerung des Gesteins; sie findet sich nur bei Sedimentärgesteinen, die deswegen auch geradezu Schichtgesteine genannt werden. Dass der Schichtung oft auch eine Schieferung entspricht, erwähnten wir oben. Schichtgesteine sind z. B. der Sandstein, der Thonschiefer, der Kalkstein.

Einen besonderen Fall der schichtförmigen Lagerung, von ihr aber doch etwas unterschieden, bildet die haufenförmige Lagerung. Von einer Schichtung ist hier keine Spur; das Gestein ist vielmehr ein Haufwerk von Trümmern, die durch ihre vollkommen regellose Anordnung die Entstehung der Ablagerung auf einmal oder doch ohne Pausen oder Änderungen der Ablagerungsverhältnisse verraten. Die Begrenzungsfläche nach unten, besonders aber die nach oben ist meist unregelmäßig, wenn auch die horizontale Dimension dominiert. Gesteine mit haufenförmiger Lagerung entstehen auf der Landoberfläche und spielen hier eine große Rolle. Das beste Beispiel bilden Bergsturztrümmer, ein anderes die Moränen der Gletscher. Durch das lokale Auftreten von mehr oder minder geschichteten Partieen geht die haufenförmige Lagerung in die eigentliche schichtförmige Lagerung über.

Ganz anders ist die Lagerung der massigen Gesteine. Von Schichtung ist hier keine Rede; das Gestein ist durch seine ganze Masse hindurch gleichförmig; zeigen sich einmal Unterschiede, so fehlen doch Grenzen: allmählich vollzieht sich der Übergang. Diese einheitliche Zusammensetzung jedes Vorkommnisses eines Massengesteines legt beredtes Zeugnis dafür ab, dass es sich gleichzeitig bildete, so etwa wie der Übergang einer Masse aus dem flüssigen in den festen Zustand erfolgt. Wirklich sind auch die Massengesteine erstarrte feuerflüssige Massen, sogenannte Magmen: sie sind eruptiv und werden deswegen auch Eruptivgesteine genannt. Mit ihrer eruptiven Natur hängt auch ihre Lagerungsform eng zusammen: sie durchbrechen die Schichtgesteine bald in schmalen, plattenförmigen Massen, sog. Gängen, bald in mächtigen von unten aufragenden Blöcken, sog. Stöcken, bald breiten sie sich in Form eines Ergusses als Decken oder Ströme auf der Oberfläche oder als Intrusionen zwischen den Schichtgesteinen aus. Immer haben sie ihren Ursprung in der Tiefe. Weil sie in dieser Weise von unten her durch die Schichtgesteine durchgreifen, bezeichnet man ihre Lagerungsform als durchgreifende Lagerung. Massengesteine sind z. B. alle Laven, Granit, Porphyr, Diabas, etc.

Einige andere physikalische Eigenschaften der Gesteine kommen noch wesentlich in Betracht, weil von ihnen die Art und Weise abhängt, in der die an der Erdoberfläche wirkenden Kräfte arbeiten. Da ist zunächst das specifische Gewicht; es schwankt stark von Gestein zu Gestein. Die krystallinischen Gesteine sind um so leichter (2.4 — 2.7), je mehr Quarz sie enthalten (Granit 2.6), also je saurer sie sind, und um so schwerer, je mehr die basischen Mineralien dominieren (Basalt 3.0). Andere Eigenschaften können wir hier nur kurz aufzählen; wir werden sie zum Teil später im Abschnitt von den die Erdoberfläche ausgestaltenden Vorgängen ausführlicher erörtern. Es sind das die Härte, die Löslichkeit, die Durchlässigkeit für Wasser, die specifische Wärme und das Wärmeleitungsvermögen.

Einteilung und kurze Schilderung der wichtigsten Gesteine. Die Mineralien sind nach Form und Zusammensetzung scharf geschieden; hier gibt es keinen Übergang von einer Art zur anderen. Das ist bei den Gesteinen anders. «Das Ineinanderübergehen gehört zum Wesen der Gesteinsnatur» (Lossen). Immerhin finden diese Übergänge nicht nach allen Seiten statt, sondern kommen nur innerhalb gewisser, allerdings weit ausgedehnter Gesteinsgruppen vor, die von anderen Gruppen scharf getrennt sind. Die Übergänge vollziehen sich bei krystallinischen Gesteinen durch einen Wechsel der Gemengteile oder durch eine Änderung des Gefüges. So geht z. B. durch Hinzutreten des Feldspats Glimmerschiefer in Gneis über oder Granit durch Auftreten von einzelnen großen Einsprenglingen und Kleinerwerden der übrigen Krystalle in Quarzporphyr. Eine große Rolle spielen die Übergänge auch bei den klastischen Gesteinen. Durch Feinerwerden der Gesteinselemente geht ein Konglomerat in einen Sandstein über, durch Schwinden des Bindemittels in einen Schotter u. s. f. Unter solchen Verhältnissen zeigen die Definitionen der einzelnen Gesteine eine gewisse Elasticität. Dass die verschiedenen Petrographen nicht nur zu etwas verschiedenen Definitionen, sondern auch zu abweichenden Klassifikationen der Gesteine gelangt sind, kann daher nicht wundernehmen. In einer Beziehung ist man allerdings heute einig, nämlich dass die Gesamtheit der Gesteine nach ihrem so ganz verschiedenen Auftreten in die zwei großen Gruppen der massigen Gesteine und der Schichtgesteine zu teilen ist. Bei der weitern Einteilung aber beginnen, besonders bei den massigen Gesteinen, die Divergenzen. Wir folgen hier bei der Gruppierung der massigen Gesteine Rosenbusch, bei derjenigen der Schichtgesteine dagegen Zirkel.

A. Massige Gesteine.

Über die durchgreifende Lagerungsform, die alle massigen Gesteine auszeichnet, sprachen wir schon; sie ist für die massigen Gesteine charakteristisch, einerlei ob sie an der Oberfläche der Erde oder in der Tiefe erstarrten: immer drangen sie auf Spalten von unten herauf. Je nach dem

Ort ihrer Festwerdung bildeten sie sich jedoch verschieden aus. Erstarrten sie in großer Tiefe, so geschah das nur langsam bei hoher und relativ gleich bleibender Temperatur und hohem Druck; daher konnte der Krystallisationsprozess vollkommener erfolgen. Drangen sie bis an die Oberfläche der Erde empor, so erstarrten sie infolge der Abkühlung weit rascher, und das Resultat war eine unvollkommenere Krystallisation. Dieser Gegensatz in der Ausbildung der massigen Erstarrungsgesteine ist schon von Hutton (1795) festgestellt worden; er spiegelt sich in den alten Namen der plutonischen und der vulkanischen Gesteine wider; aber seine Ursache ist erst in letzter Zeit allgemein anerkannt worden, obwohl schon 1844 Darwin darauf hinwies. Bis vor kurzem noch hielt man alle plutonischen Gesteine für alte, vortertiäre Eruptivgesteine, die vulkanischen dagegen für junge. Man wurde dazu verleitet, weil die plutonischen Gesteine wie z. B. der Granit immer nur inmitten älterer Sedimente auftreten. Heute hat man dafür eine andere Erklärung: jene Gesteine erreichten beim Empordringen die oberen Teile der Erdkruste nicht, sondern blieben in den tieferen alten Schichten stecken. Sie treten daher erst zu Tage, wenn die ganze über ihnen befindliche Gesteinsmasse fortgeschafft ist; dazu aber bedarf es sehr langer Zeiträume. So sind heute von den in der Tiefe erstarrten Gesteinen nur verhältnismäßig alte bloßgelegt, die jüngeren aber noch verborgen.

Nach dem Ort, wo das Erstarren stattfand, unterscheidet Rosenbusch Tiefengesteine, die in der Tiefe fest wurden, und Ergussgesteine, die an der Oberfläche der Erde erstarrten; beide Klassen decken sich zu einem Teil mit den plutonischen und vulkanischen Gesteinen Zirkels. Außerdem fasst Rosenbusch noch eine Reihe von Gesteinen, die nur in Gangform bekannt sind, als Ganggesteine zusammen.

Tiefengesteine, Ganggesteine und Ergussgesteine stehen in enger genetischer Beziehung zu einander. Dasselbe Magma, das, in der Tiefe erstarrt, das Tiefengestein bildet, erfüllt als Ganggestein die Gänge und setzt, an die Erdoberfläche getreten und hier erkaltet, das entsprechende Ergussgestein zusammen. Tiefengestein, Ganggestein und Ergussgestein stellen also dasselbe Magma, nur erstarrt bei verschiedenen Phasen der Eruption und daher unter verschiedenen Bedingungen dar; diese verschiedenen Bedingungen spiegeln sich in der verschiedenen Struktur wider. Den Konnex zwischen Tiefengestein, Ganggestein und Ergussgestein zeigt z. B. sehr schön ein von Hague beschriebenes Vorkommnis im Eurekadistrikt in Nevada. Wir werden weiter unten sehen, dass Granit, Granitporphyr und Quarzporphyr einander als Tiefengestein, Ganggestein und Ergussgestein entsprechen. Im Eurekagebiet findet sich ein mächtiger Gang von Granitporphyr; dort, wo er sich stockförmig erweitert, gewinnt das Gestein in der Mitte vollkommen granitische Struktur, während es in den schmalen, vom Hauptgang ausstrahlenden und bald endigenden Nebengängen (Apophysen) in echten Quarzporphyr übergeht; gleiches gilt von den unmittelbar an das Nachbargestein stoßenden Gesteinspartieen des Ganges.

Das charakteristische Merkmal der Tiefengesteine ist, dass die Bildung jedes Gemengteils kontinuierlich in einem einheitlichen Zeitabschnitt verlief und der Krystallisation der andern Gemengteile voranging oder folgte. Der Vorgang ist ähnlich dem der Auskrystallisierung aus einer gemischten wässerigen Lösung zu denken und durchaus verschieden von einer durch Wärmeabgabe bedingten raschen Erstarrung. Zuerst bildeten sich inmitten des Magmas die am meisten basischen Mineralien, also die eisen- und magnesiahaltigen Silikate (Glimmer, Amphibol, Pyroxen); sie konnten sich frei entwickeln, zeigen also, soweit sie einander nicht gegenseitig hinderten, verhältnismäßig freie Krystallformen. Später erfolgte die Ausscheidung der feldspatigen Gemengteile, die in viel geringerem Grade ihre äußere Krystallform erhielten, und zuletzt erstarrte, die Lücken zwischen den vorher ausgeschiedenen Mineralien erfüllend, der Quarz, dessen Umrisse ganz unregelmäßig sind. Die Struktur, die so entstand, ist körnig; amorphe Teile fehlen.

Anders liegen die Verhältnisse bei den Ergussgesteinen. Hier sind ein oder mehrere Gemengteile in wenigstens zwei zeitlich getrennten Perioden zur Ausscheidung gekommen. Wir haben uns das so zu denken, dass das Magma, nachdem die Krystallisation in der Tiefe schon begonnen und schon eine Reihe von Mineralien ausgeschieden hatte, beim Empordringen und beim Erguss auf der Erdoberfläche die in ihm schwimmenden, schon ausgebildeten Krystalle mit sich fortriss. Oben begann nun unter ganz anderen Bedingungen, vor allem unter rascher Abkühlung und bei Entweichen der im Magma gelösten Gase eine neue Krystallisation, die rings um die früher ausgebildeten Krystalle, die Einsprenglinge, eine Grundmasse schuf. Diese Grundmasse ist bald dicht, bald glasig. Die Ergussgesteine haben daher mehr oder minder eine porphyrische Struktur.

Bei Gängen finden wir z. T. die Erscheinungen, die den Tiefengesteinen eigentümlich sind: viele Tiefengesteine treten auch in Gängen auf; z. T. zeigen sich auch in den Gängen Ergussgesteine. Eine Reihe von Ganggesteinen besitzen dagegen weder unter den Tiefengesteinen, noch unter den Ergussgesteinen genau ihresgleichen; so haben sie, anders als die Tiefengesteine, Einsprenglinge, deren Entstehung analog wie bei den Ergussgesteinen zu denken ist; dabei ist das Korn des Gesteins fein. Diese Gesteine fasst Rosenbusch in eine besondere Klasse zusammen. Dass sie nicht so scharf definiert ist, wie die der Tiefengesteine und die der Ergussgesteine, liegt auf der Hand; die Ganggesteine zeigen nach beiden Richtungen hin Übergänge.

Wir lassen zunächst eine Übersicht der Gesteinsfamilien in Tabellenform folgen. Wir ordnen dabei die zusammengehörigen Tiefengesteine, Ganggesteine und Ergussgesteine horizontal nebeneinander, um den Überblick zu erleichtern. Links ist kurz die mineralogische Zusammensetzung angegeben, die charakteristich für die Gesteine der rechts stehenden Familien ist. Die in einer Horizontalreihe zusammengestellten

Gesteine unterscheiden sich also nur durch ihre Struktur, nicht durch ihre mineralogische Zusammensetzung.*) Unter den Ergussgesteinen sind die alten d. h. vortertiären durch ein Sternchen ausgezeichnet.

Mineralogischer Charakter	Tiefengesteine	Ganggesteine	Ergussgesteine
a) Alkalifeldspatgesteine mit Quarz	Granitische Gesteine	Granitische Gang-Gesteine Granitporphyre	*Quarzporphyre Liparite
b) Alkalifeldspatgesteine ohne Quarz	Syenitische Gesteine	Syenitporphyre syenitische Lamprophyre	*Quarzfreie Porphyre Trachyte
c) Alkalifeldspatgesteine mit Elaeolith	Elaeolithsyenite	Elaeolithsyenitporphyre	Phonolithe
d) Plagioklas-Glimmer und Plagioklas-Hornblende-Gesteine	Dioritgesteine	Dioritporphyrite dioritische Lamprophyre	*Porphyrite Dacite Andesite
e) Plagioklas-Diallag und Plagioklas-Enstatit-Gesteine	Gabbrogesteine		*Augitporphyrite *Melaphyre Basalte
f) Plagioklas-Augitgesteine	Diabase		
g) Plagioklasgesteine mit Nephelin	Theralithe		Tephrite
h) Olivinreiche Gesteine	Peridotite		*Pikritporphyrite Limburgite z. T.

Die Ganggesteine der Familienreihen *e* bis *h* entsprechen genau den Tiefengesteinen oder Ergussgesteinen, ohne besondere Formen zu bilden. Keine Äquivalente unter den Tiefengesteinen und Ganggesteinen haben die Leucitophyre, die Leucitgesteine, die Melilithgesteine und die Augitite. Die Nephelingesteine haben kürzlich ein solches im Ijolith erhalten.

Im nachfolgenden zählen wir, nach Familien geordnet, die wichtigsten Gesteine auf und charakterisieren sie mit wenigen Worten.

I. Klasse: Tiefengesteine.

1. Familie der granitischen Gesteine. Wesentlich ist ein körniges Gemenge von Alkalifeldspat und Quarz, wozu sich ein oder mehrere Glieder der Glimmer-, Amphibol- oder Pyroxengruppe gesellen. Hierher gehören der Granit im engeren Sinn, der gleichzeitig hellen und dunkeln Glimmer führt, der Granitit, der nur dunkeln Glimmer enthält, und der Amphibolgranit, bei dem der Glimmer durch Amphibol vertreten ist. Der eigentliche Granit ist verhältnismäßig selten; er tritt sowohl in Stöcken als in Gängen auf. Das häufigste Glied der Familie ist der Granitit; er bildet die große Mehrzahl der Granitstöcke. Eine Varietät ist der Protogingranit der Alpen, im wesentlichen ein Granitit mit einem

*) Nur nebenbei bemerkt sei, dass durchweg die Ergussgesteine etwas saurer sind als die zugehörigen Tiefengesteine.

hellgrünen, glimmerigen Mineral in Häuten. Der Protogin wird oft gneisartig. Amphibolgranit ist wieder relativ selten. Die Struktur ist richtungslos körnig, dazwischen porphyrartig. Die Lagerung ist typisch-stockförmig. Sehr verbreitet sind Zerklüftung und Absonderung. Dazwischen durchschneiden mehrere Systeme von Klüften das Gestein, die einander auf größere Entfernungen hin vollkommen parallel bleiben (z. B. in Cornwall und Devonshire). Sehr oft auch werden die granitischen Gesteine durch ebenflächige oder etwas gewölbte Klüfte in Bänke eingeteilt. Säulenförmige und kugelige Absonderungen kommen sehr selten vor.

2. Familie der syenitischen Gesteine. Alkalifeldspat dominiert gegenüber dem Kalknatronfeldspat; Quarz tritt ganz zurück oder fehlt. Dazu kommt entweder Hornblende (Syenit im engern Sinn oder Hornblendesyenit, die häufigste Form), Glimmer (Glimmersyenit) oder Augit (Augitsyenit). Der Syenit ist im Vergleich zum Granit selten. Die Struktur und Lagerung ist analog der der Granite.

3. Familie der Elaeolithsyenite. Die Gesteine sind eine quarzfreie Kombination von Orthoklas und Elaeolith; dazu treten geringe Mengen von Pyroxen, Amphibol oder Biotit. Andere Namen für den Elaeolithsyenit oder seine Varietäten sind Nephelinsyenit, Miascit, Ditroit, Foyait. Die Struktur ist meist richtungslos grobkörnig.

4. Familie der Dioritgesteine. Die Dioritgesteine sind ein Gemenge von Kalknatronfeldspat und Biotit, Hornblende oder Augit. Quarz ist vorhanden oder fehlt. Der Hornblendediorit oder Diorit schlechthin und ebenso das entsprechende quarzhaltige Gestein, der Quarzdiorit, ist häufig, nicht selten ebenfalls der Glimmerdiorit und Quarzglimmerdiorit, selten dagegen der Quarzaugitdiorit und der Augitdiorit. Die Struktur ist gleichmäßig körnig, granitähnlich und dicht, mitunter porphyrartig. Die Zerklüftung ist meist unregelmäßig, dazwischen auch säulenförmig; kugelige Absonderungen kommen vor. Das Gestein tritt in Stöcken oder Gängen auf, aber auch (selten) in Lagern zwischen Sedimenten. Eine Varietät ist der Tonalit, ein hornblendereicher Quarzglimmerdiorit.

5. Familie der Gabbrogesteine. Die Gesteine sind wesentlich ein Gemenge von Kalknatronfeldspat (Labradorit oder Anorthit) und Diallag oder ihm sehr nahe stehendem monoklinem Pyroxen; sie vermitteln zwischen den Augitdioriten und den Diabasen. Die eigentlichen Gabbros sind Plagioklas-Diallaggesteine; die Plagioklas-Bronzit- oder Hypersthengesteine heißen Norite. Olivingabbro und Olivin-Norit heißen die olivinhaltigen Varietäten. Die Struktur ist typisch richtungslos körnig und zwar meist grobkörnig. Gabbro kommt noch in alttertiären Ablagerungen in durchgreifender Lagerung vor.

6. Familie der Diabase. Sie umfasst die Plagioklas-Augitgesteine. Unterschieden werden die sehr häufigen eigentlichen (olivinfreien) Diabase und die viel selteneren Olivin-Diabase. Die Stellung dieser Gesteine machte

bei der Klassifikation große Schwierigkeit, weil hier eine Reihe von Eigenschaften der Ergussgesteine sich neben solchen der Tiefengesteine zeigen. Den Tiefengesteinen entspricht das Nacheinander der krystallinen Ausscheidungen, an Ergussgesteine erinnert die Häufigkeit von Glaseinschlüssen und die bei den dichten Abarten häufige Fluidalstruktur. Auch das entschieden vorherrschende Auftreten in Lagern inmitten der Sedimentgesteine ist sonst den Tiefengesteinen fremd. Es dürfte daher wohl ein Teil der Gesteine dieser Familie als echte Tiefengesteine, ein anderer aber als Ergussgesteine zu betrachten sein. Die Struktur schwankt zwischen körnig und dicht. Häufig ist Absonderung, besonders die unregelmäßig polyedrische; auch die kugelige kommt vor. Zu dieser Familie gehört auch der Ophit und der Teschenit z. T.

7. Familie der Theralite. Charakteristisch ist die Kombination Plagioklas-Nephelin. Die Gesteine sind sehr selten.

8. Familie der Peridotite (Olivingesteine). Unter diesem Namen fasst Rosenbusch alle Tiefengesteine zusammen, denen Feldspat als Gemengteil fehlt und die gleichzeitig in der Regel durch reichen Gehalt an Olivin ausgezeichnet sind. Hierher gehört der Pikrit, der seiner Zusammensetzung nach kurz als ein feldspatfreier Olivindiabas bezeichnet werden könnte (Gemengteile Olivin und Augit mit Magnetit). Der Pikrit ist immer stark verändert, der Olivin z. T. in Serpentin, der Augit z. T. in Chlorit verwandelt. Als Wehrlit werden die Gesteine bezeichnet, die man kurz als feldspatfreie Olivingabbros charakterisieren kann (Gemengteile Olivin, Diallag und Hornblende). Harzburgite sind Gesteine aus Olivin, Enstatit und Bronzit (also wenn man will feldspatfreie Olivin-Norite); sie sind fast ganz serpentinisiert. Die Lherzolithe bestehen aus Olivin, Diallag und einem rhombischen Pyroxen; hierher gehört auch das früher Olivinfels genannte Gestein. Zu der Gruppe der Peridotite muss auch ein großer Teil der Serpentine gerechnet werden, die durch Zersetzung, besonders des Olivins, entstanden sind.

II. Klasse: Ganggesteine.

Die große Mehrzahl des Tiefengesteins tritt auch in Gängen auf; allein außerdem trifft man in Gangform Gesteine, die weder unter den Ergussgesteinen noch unter den Tiefengesteinen genau ihresgleichen haben. Es sind dies die folgenden Gruppen:

1. Gruppe der granitischen Ganggesteine. Hier ist nur der Muscovitgranit oder Aplit zu nennen, ein Granit, der nur weißen Glimmer und keinen dunkeln besitzt. Seine Struktur ist dichter als die der anderen Granite.

2. Gruppe der granitporphyrischen Ganggesteine. Charakteristisch ist eine hellfarbige, weißliche, grünliche, rötliche bis braune, oder graue feinkörnige Grundmasse, in der mehr oder weniger zahlreiche

Einsprenglinge der nicht eisenhaltigen Gemengteile von größeren Dimensionen liegen. Die Struktur ist also porphyrisch. Granitporphyre heißen die Glieder dieser Gruppe, wo neben Alkalifeldspat auch Quarz unter den Einsprenglingen auftritt; fehlt der Quarz, so heißt das Gestein Syenitporphyr; treten neben den Alkalifeldspäten Nephelineinsprenglinge auf, so spricht man von Elaeolithporphyr. Sind die Einsprenglinge Kalknatronfeldspäte, so hat man es mit einem Dioritporphyrit*) zu thun.

3. Gruppe der lamprophyrischen Gesteine. Hierher gehören Ganggesteine von einer, teils dem Syenit-, teils dem Diorittypus entsprechenden mineralogischen Zusammensetzung, die makroskopisch feinkörnig bis dicht sind oder porphyrische Struktur haben. Immer sind es die eisenhaltigen Mineralien der Glimmer-, Amphibol- und Pyroxengruppe, die die Einsprenglinge bilden. Die Farbe ist im frischen Zustande grau bis schwarz, die Neigung zur Verwitterung sehr groß. Bei den syenitischen Lamprophyren treten zum Alkalifeldspat Glimmer, Hornblende und Augit; die biotitreiche Abart bildet die Minette, die biotitfreie oder doch biotitarme die Vogesite. Bei den dioritischen Lamprophyren ist der Alkalifeldspat durch Kalknatronfeldspat ersetzt. Die Abart mit reichlichem dunklem Glimmer heißt Kersantit; die Einsprenglinge sind hier Biotit.

III. Klasse: **Ergussgesteine.**

Die Ergussgesteine werden außer durch ihre Ablagerung in Decken oder Strömen, die allein sie schon als regelrechte Laven kennzeichnet, durch einige andere wichtige Eigenschaften charakterisiert; es sind das vor allem die große Häufigkeit der porphyrischen Struktur und der Fluidalstruktur, ferner das Auftreten von amorphen Partieen und von Hohlräumen, das als Folge der Gasentweichungen erscheint, und nicht am wenigsten die Begleitung durch lockere Auswurfmassen oder Tuffe; diese sind nichts anderes als Lavamassen, die beim plötzlichen, explosionsartigen Entweichen der Gase fein zerstäubt und in die Höhe geschleudert und rings umher abgelagert worden sind. Die Beziehungen zu Eruptionscentren, also zu Vulkanen, lassen sich bei den jüngeren (tertiären und posttertiären) Ergussgesteinen in der Regel noch sehr gut nachweisen. Bei den alten Ergussgesteinen geht das nicht mehr, weil hier zu gewaltige Zerstörungen seit ihrer Ablagerung vor sich gegangen sind. Demnach unterscheidet man paläovulkanische oder vortertiäre Ergussgesteine und neovulkanische oder tertiäre und posttertiäre Ergussgesteine. Diese Unterscheidung rechtfertigt sich auch durch größere Differenzen in der Ausbildung.

---

*) In neuerer Zeit gebraucht man den Ausdruck Porphyr nur für gewisse Formen der Alkalifeldspatgesteine, für entsprechende Formen der Kalknatronfeldspatgesteine dagegen den Ausdruck Porphyrit.

Paläovulkanische Ergussgesteine.

1. Familie der Quarzporphyre. Sie sind die effusiven Äquivalente der Granitgesteine und bestehen hauptsächlich aus Quarz und Alkalifeldspat; ihre Struktur ist porphyrisch und oft sehr schön fluidal. Die Einsprenglinge — Quarz, Feldspat, oft kleine Mengen von Glimmer, Amphibol und Pyroxen — liegen in einer dichten Grundmasse meist von rötlichgrauer oder hellbraunroter Farbe; doch kommen fast alle Farben vor. Unter dem Mikroskop erweist sich dieselbe als mikrokrystallinisch bis glasig. Die Mikrogranitporphyre (Rosenbuschs Mikrogranite), desgleichen die Granophyre sind Quarzporphyre mit deutlich mikrokrystallinischer Grundmasse. Ist die Grundmasse mikrofelsitisch, d. h. besteht sie nur aus unvollkommen individualisierten Massen von Quarz und Feldspat, so spricht man von Felsophyren; sie bilden die Hauptmasse der Quarzporphyre. Bei den Vitrophyren ist die Grundmasse im wesentlichen rein glasig. Hierher gehören die Pechsteine (Einsprenglinge mikroskopisch) und Pechsteinporphyre (Einsprenglinge makroskopisch).

Die Gesteine zeichnen sich durch große Härte und Widerstandsfähigkeit gegen chemische Verwitterung aus. Absonderung in unregelmäßig polyedrische Stücke ist überaus verbreitet; auch eine solche in Platten kommt vor; seltener ist die säulenförmige Absonderung. Die Lagerung ist deckenförmig und gangförmig.

2. Familie der quarzfreien Porphyre. Sie bilden die Ergussform des Syenites; quarzfrei heißen sie nur, weil Quarz unter den Einsprenglingen fehlt. In der Grundmasse findet er sich, wenn er auch stark hinter dem Alkalifeldspat zurücktritt. Dazu gesellen sich Mineralien der Glimmer-, Amphibol- oder Augitgruppe. Hierher gehören auch die Keratophyre, deren Hauptfeldspat nicht der Orthoklas, sondern ein natronreicher Alkalifeldspat ist.

3. Familie der Porphyrite. Ihr gehören die Äquivalente der dioritischen Tiefengesteine an. Sie sind ein Gemenge von Kalknatronfeldspat und Glimmer oder Hornblende. Die dioritporphyritischen oder grünsteinähnlichen Porphyrite sind grün gefärbt; die felsitischen oder porphyrähnlichen Porphyrite haben eine Grundmasse, ähnlich der des Quarzporphyrs, von roter, braunroter oder kastanienbrauner Farbe. Die andesitischen Porphyrite gleichen sehr den Andesiten; sie sind meist grau oder schwarzbraun. Die selteneren glasigen Ausbildungen heißen Vitrophyrite. Je nach den Einsprenglingen werden unterschieden Glimmerporphyrit, Hornblendeporphyrit und Enstatitporphyrit. Finden sich auch Quarzeinspringlinge, so spricht man von Quarzglimmerporphyrit u. s. w.

4. Familie der Augitporphyrite und Melaphyre. Diese Gesteine entsprechen als alte Ergussgesteine den Gabbros und Diabasen; sie sind die alten Äquivalente der Basalte und bestehen wie diese aus Kalknatronfeldspat und Augit. Tritt dazu Olivin, so heißt das Gestein Melaphyr; fehlt Olivin, so hat man es mit Augitporphyrit (Diabasporphyrit)

zu thun. Fehlen dem Augitporphyrit Einsprenglinge, so spricht man von Spiliten. Die Farbe der frischen Gesteine ist dunkel, beim Augitporphyrit grünlichgrau bis schwärzlichgrün, beim Melaphyr schwarz, grünlich-, rötlich- und bräunlichschwarz. Das Vorkommen ist in Decken und Lagern, auch in Gängen.

5. Familie der Pikritporphyrite. Sie erscheinen als Ergussgesteine der Peridotite.

Neovulkanische Ergussgesteine.

6. Familie der Liparite oder Quarztrachyte. Sie vertreten in den jüngeren Formationen die Quarzporphyre. Charakteristisch ist für ihre normale Entwicklung Alkalifeldspat (Sanidin) und Quarz. Sind die Einsprenglinge sehr zahlreich, so wird das Gestein Nevadit genannt. Der häufigste Typus ist der der Liparite im engeren Sinne (Rhyolithe); sie besitzen den Habitus der Quarzporphyre; die Grundmasse ist felsitisch, dazwischen aber nicht kompakt, sondern porös, Thonstein ähnlich; die Einsprenglinge sind wenig zahlreich. Ist die Grundmasse glasig, dabei wasserhaltig, so heißt das Gestein Liparitpechstein. Perlit heißt das rundkörnig und schalig beschaffene wasserhaltige Glas. Der Wassergehalt unterscheidet den Pechstein vom wasserfreien Obsidian. Liparitbimstein ist ein schaumiger Obsidian. Absonderung in Säulenform ist beim Liparit nicht selten, die Lagerung meist stromartig; doch ist Liparit als Lava heutiger Vulkane nicht bekannt.

7. Familie der Trachyte. Die Trachyte sind neovulkanische Ergussgesteine, die den syenitischen Tiefengesteinen und den paläovulkanischen quarzfreien Porphyren entsprechen. Quarz tritt ganz zurück; als Alkalifeldspat dominiert der Sanidin, auch in Form der Einsprenglinge. Die Struktur ist meist porphyrisch. Als Einsprenglinge erscheinen auch Biotit, Amphibol und Augit. Absonderung spielt keine erhebliche Rolle. Der Trachyt weist mehrfach kuppenförmige Lagerung auf, so z. B. am Puy de Dôme, dessen Trachyt den Namen Domit führt. Dann kommt er auch in Strömen vor, ebenso in Gängen und Lakkolithen.

8. Familie der phonolithischen Gesteine. Rosenbusch fasst hier alle Gesteine zusammen, die bei normaler porphyrischer Struktur und bei Abwesenheit von Quarz aus einem Alkalifeldspat (meist Sanidin) und Nephelin oder Leucit oder beiden bestehen. Die Gesteine sind also die Äquivalente der Elaeolithsyenite. Phonolith im engeren Sinne, das häufigste Gestein dieser Familie, enthält Sanidin und Nephelin. Die Sanidin-Leucitgesteine werden als Leucitphonolith gekennzeichnet. Finden sich unter den Einsprenglingen Leucit und Nephelin, so spricht man von Leucitophyren. Der Phonolith setzt sehr oft glocken- oder kegelförmige Berge zusammen.

9. Familie der Dacite. Der Dacit ist das neovulkanische Ergussgestein des quarzhaltigen Diorits, wie der Andesit das Ergussgestein

des quarzfreien Diorits. Als wesentliche Gemengteile enthält er neben Kalknatronfeldspat und Quarz Mineralien der Familie der Biotite, Amphibolite und Pyroxene. Die Erscheinungsform ist sehr mannigfach.

10. Familie der Andesite. Die Andesite sind die neovulkanischen Ergussgesteine der quarzfreien Diorite und z. T. der Gabbros. Im Gegensatz zu den Trachyten herrscht an Stelle des Sanidins Kalknatronfeldspat neben den Einsprenglingen absolut vor; daneben zeigen sich ein oder mehrere Mineralien der Biotit-, Amphibol- oder Pyroxenreihe, aber sie treten hier im Vergleich zu den Basalten stark zurück. Je nachdem, welches dieser farbigen Silikate sich unter den Einsprenglingen zeigt, unterscheidet man Glimmerandesite, Hornblendeandesite, Enstatit- oder Hypersthenandesite und Augitandesite. Die Grundmasse besteht aus einem zum Teil krystallinischen, zum Teil amorphen Material. Auch andesitische Gläser kommen vor. Die Andesite bilden z. T. rundliche Kuppen, z. T. Decken, z. T. Ströme. Rosenbusch stellt hierher auch den Propylit. Das Gestein ist im Gegensatz zum reingrauen Andesit mehr grünlichgrau; vor allem aber erinnert die Struktur sehr an die Dioritporphyrite.

11. Familie der Basalte. Die wesentlichen Gemengteile der basaltischen Gesteine sind Kalknatronfeldspat und Augit, wozu sich meist Olivin gesellt. Nach dem Korn der Grundmasse werden Dolerit (grob- bis mittelkörniger Basalt), Anamesit (makroskopisch feinkörniger Basalt) und Basalt oder dichter Basalt (Feldspatbasalt), nach dem Fehlen oder Vorhandensein des Olivins olivinfreier und olivinhaltiger Basalt unterschieden. Der Basalt ist das verbreitetste junge Ergussgestein und tritt in ausgedehnten Decken, wie auch in Strömen auf. Die säulenförmige Absonderung ist sehr häufig, die Farbe schwärzlich.

12. Familie der Tephrite und Basanite. Diese basaltähnlichen Gesteine gehören als Ergussgesteine den Theralithen zu. Wesentliche Gemengteile sind neben Kalknatronfeldspat Nephelin oder Leucit, ferner Augit. Olivin ist für die Basanite charakteristisch, fehlt jedoch den Tephriten. Glasige Ausbildungen kommen vor. Die wichtigsten Repräsentanten der Leucittephrite und Leucitbasanite (Kalknatronfeldspat und Leucit ohne und mit Olivin) sind die Laven des Vesuv und der Somma. Die Nephelintephrite und -basanite sind auf den canarischen Inseln reich entwickelt.

13. Familie der Leucitgesteine. Paläovulkanische Ergussgesteine oder Tiefengesteine, die diesen neovulkanischen Leucitgesteinen entsprechen würden, fehlen. Ihnen allen mangelt Feldspat, ihre Struktur ist dicht, z. T. porphyrisch. Glieder dieser Familie sind der Leucitit-Basalt, ein Gemenge von Leucit, Augit und Olivin, und der Leucitit, ein Gemenge von Leucit und Augit.

14. Familie der Nephelingesteine. Feldspat fehlt, Nephelin ist wesentlich, ebenso Augit. Auch diese Gesteine sind basaltähnlich. Nephelinbasalt ist ein dichtes Gemenge von Nephelin, Augit und Olivin,

dagegen Nephelinit ein olivinfreies Nephelin-Augitgestein, das Ergussgestein des Ijolith.

15. Familie der Melilithgesteine. Gemengteile des Hauptrepräsentanten, des Melilithbasalts, sind Melilith, Augit und Olivin.

16. Familie der Limburgite und Augitite. Hier findet sich weder ein Feldspat, noch ein feldspatähnliches Mineral als wesentlicher Gemengteil. Der Augitit besteht wesentlich nur aus Augit und Olivin.

B. Schichtgesteine.

Je nach ihrer Struktur lassen sich die Schichtgesteine einteilen in

I. krystallinische Schiefer,
II. Sedimentgesteine krystallinischer oder doch nicht klastischer Beschaffenheit,
III. klastische Gesteine.

I. Krystallinische Schiefer.

Die krystallinischen Schiefer haben mit den massigen Gesteinen die krystallinische Struktur gemeinsam; auch sind es wesentlich die gleichen Mineralien, die sie zusammensetzen, hauptsächlich Quarz, Feldspat, Glimmer, Amphibol und Pyroxen. Unterschieden sind sie von jenen durch ihre Lagerung, die nicht durchgreifend, sondern schichtförmig ist. Ihre Schieferung ist nicht selten Transversalschieferung; oft aber entspricht sie auch der Schichtung.

Die Entstehung der krystallinischen Schiefer ist auch heute noch zum Teil dunkel. Nur für jüngere krystallinische Schiefer, die als Glieder jüngerer sedimentärer Schichtkomplexe auftreten, und vereinzelt wie in Norwegen sogar Fossilien enthalten, ist es sicher gestellt, dass sie ursprünglich klastische Gesteine waren, die nachträglich durch den Druck bei den gebirgsbildenden Processen in krystallinische Schiefer umgewandelt wurden. Dass in der That ein solcher Druck aus einem klastischen Gestein einen krystallinischen Schiefer formen kann, lehren die zahlreichen Fälle aus jüngern Schichten, wo ein normales klastisches Gestein an Stellen, an denen es energisch gefaltet und gestaucht ist, in einen krystallinischen Schiefer übergeht.

Von vielen wird auch für die alten (archäischen) Schiefer eine solche Entstehung angenommen, wobei noch die hohe Temperatur der tieferen Erdschichten und die Anwesenheit überhitzten Wassers zur Erklärung herangezogen werden. Andere halten dagegen an einer ursprünglich krystallinischen Ausbildung der alten Schiefer fest. Sie stützen sich speciell beim Gneis auf die enge petrographische Ähnlichkeit mit dem nachweislich aus einem feurigen Magma erstarrten Granit und wollen in den krystallinischen Schiefern die erste Erstarrungsrinde der ursprünglich feuerflüssigen Erde erkennen. Aller Wahrscheinlichkeit nach haben beide

Anschauungen ihr Richtiges, d. h. ein Teil der krystallinischen Schiefer dürfte der einen, ein anderer der anderen Entstehung sein. In einem großen Teil der Gneise haben wir wohl jedenfalls die erste Erstarrungsrinde der Erde vor uns; schon ihre äußerst gleichmäßige Beschaffenheit an weit entfernten Punkten weist auf eine solche universelle Bildung hin. Dass aber ein anderer Teil der Gneise, sowie die Glimmerschiefer und Phyllite metamorphisierte Sedimentgesteine sind, wird stellenweise durch Konglomeratbänke erwiesen, die in ihnen auftreten, z. B. für den Gneis an der Mittweida in Sachsen. Endlich sind manche krystallinische Schiefer, besonders einzelne Gneise durch Dynamometamorphose aus massigen Gesteinen entstanden.

Wir fassen im Nachfolgenden die einzelnen Arten der krystallinischen Schiefer in mineralogisch wohl unterschiedene Gruppen zusammen.

1. Gesteine mit vorwaltendem Feldspat und Quarz.

Gneis. Wesentliche Gemengteile sind Feldspat (Kalifeldspat und Kalknatron- oder Natronfeldspat), Quarz und Glimmer oder Hornblende. Man unterscheidet Glimmergneis (Biotitgneis, Muskovitgneis, zweiglimmerigen Gneis) und Hornblendegneis, endlich Biotithornblendegneis. Quarz und Feldspat bilden ein körniges Gemenge, das durch einzelne Flasern oder Blätter von parallel verteiltem Glimmer ein schiefriges Gefüge erhält. Seltenere Varietäten sind der Sericitgneis, wo der Glimmer als Sericit auftritt, der Protogingneis der Alpen, wo außer Glimmer ein talk- oder chloritähnliches Mineral als wesentlicher Gemengteil sich zeigt. In einigen allerdings sehr vereinzelten Vorkommnissen führt der Gneis Gerölle anderer Gneisarten; das spricht für eine echt sedimentäre Entstehung dieser Gneise.

Dem Gneis nahe verwandt ist der Granulit; er besteht aus einem schieferigen Gemenge von Feldspat und Quarz und pflegt eingestreut kleine Granaten zu führen; Glimmer fehlt als wesentlicher Bestandteil. Am bekanntesten ist das Vorkommen des Granulits in Sachsen — im sog. sächsischen Mittelgebirge. Ein dichtes feuersteinähnliches geschichtetes Feldspat-Quarzgestein ist die Hälleflinta.

Der echte Gneis mit seinen nahen Verwandten bildet das älteste aller Schichtgesteine und daher die Unterlage für alle jüngeren.

2. Gesteine mit vorwaltendem Glimmer, Chlorit oder Talk.

Der Glimmerschiefer ist ein schieferiges Gemenge von Glimmer und Quarz, deren Mengenverhältnis in dem denkbar weitesten Umfang schwankt. Die Schieferung ist um so vollkommener, je mehr Glimmer vorhanden ist. Der Glimmer bildet förmliche Häute, zwischen denen die Quarzkörner eingelagert sind. Die durch den Glimmer bedingte Farbe des Gesteins wechselt stark. Nach charakteristischen accessorischen Beimengungen werden unterschieden: Granatglimmerschiefer, Epidotglimmer-

schiefer, Eisenglimmerschiefer (mit Eisenglanz), Graphitglimmerschiefer u. s. w. Im Sericitglimmerschiefer ist der Muskovit durch Sericit ersetzt, im Paragonitschiefer durch Paragonit.

Die Schichtung der Glimmerschiefer ist deutlich und entspricht fast immer der Schieferung; Transversalschieferung ist sehr selten. Auch im Glimmerschiefer sind an einigen Punkten, z. B. in Massachusetts, am Shehellian in Schottland, unweit Oschatz in Sachsen, Geröllbänke gefunden worden.

In den Alpen treten nicht selten als Einlagerungen zwischen Glimmerschiefer, Gneis und Chloritschiefer Schiefer auf, die aus einem Gemenge von Quarz (oft nur in sehr kleinen Mengen) und Kalkspat, sowie einem grauen oder silberweißen Glimmer bestehen — sog. Kalkglimmerschiefer.

Der Phyllit ist ein Gestein mit ganz besonders deutlicher Schieferung; meist ist er kryptokrystallinisch, dazwischen mikrokrystallinisch. Nach seinem Äussern steht er in der Mitte zwischen dem Glimmerschiefer und dem gewöhnlichen klastischen Thonschiefer, zwischen denen alle Übergangsstadien vorhanden sind. Glimmer, und zwar Muskovit und Biotit, bildet den Hauptbestandteil des meist grauen Gesteins. Karbonate sind selten. Andere, mehr zurücktretende Gemengteile sind Quarz, Chlorit, Feldspat, auch Eisenerze. Die Spaltungsflächen zeigen des oft sericitartigen Glimmers wegen seidenartigen oder perlmutterartigen Glanz. Transversale Schieferung kommt oft vor, wenn auch nicht so oft, wie bei den jüngern Thonschiefern. Nahe Verwandte und zum Teile nur Varietäten des Phyllits sind der Kalkphyllit und der Sericitphyllit.

Der Chloritschiefer ist ein schuppigschieferiges oder schuppigkörniges Gestein, das aus einem vorwiegend chloritischen Mineral (meist Klinochlor) besteht. In der Regel gesellt sich Quarz, oft auch Feldspat oder Glimmer dazu. Die Farbe ist lauchgrün und schwarzgrün. Die Schieferung ist weniger vollkommen als beim Phyllit — mehr dickschieferig. Eine entsprechende Zusammensetzung hat der Talkschiefer, nur dass an Stelle des Chloritminerals Talkschuppen treten.

3. Amphibolgesteine und andere krystallinische Schiefer.

Nicht selten erscheint in Gneisen eingelagert oder auch mehr selbständig ein bald schieferiges, bald aber auch richtungslos körniges Gestein, das vorwiegend aus gemeiner Hornblende besteht und Amphibolit genannt wird, bei schieferiger Struktur Amphibolschiefer (Hornblendeschiefer), bei körniger Hornblendefels. Ist die Hornblende als Strahlstein entwickelt, so spricht man von Aktinolithschiefer, als Glaukophan — von Glaukophanschiefer.

Ein kaum schieferiges, feldspatfreies Gestein, vorwiegend aus Omphacit und Granat bestehend, ist der Eklogit. Weiter verbreitet ist der Serpentin, ein für das unbewaffnete Auge dichtes, meist unrein grünes Magnesiasilikat mit großem Wassergehalt. Die Struktur ist dazwischen

schieferig, Absonderung in Platten häufig. Doch giebt es auch Serpentine mit durchgreifender Lagerung. Dies so verschiedene Auftreten hängt damit zusammen, dass der Serpentin durch chemische Umwandlung aus verschiedenen Gesteinen, Massengesteinen wie Schichtgesteinen, entsteht. Alle olivinreichen Gesteine wie z. B. der Lherzolith, der Pikrit u. s. w., ferner reine Amphibolgesteine (Strahlstein), olivinführende Hornblende- und Pyroxengesteine, endlich reine Pyroxengesteine können in Serpentin umgewandelt werden.

Graphitschiefer ist ein grob- bis feinschuppiges Gestein, das vorwiegend aus Graphit besteht, daneben aber auch Quarz enthält.

II. Krystallinische oder doch nicht-klastische Sedimentgesteine.

Hierher rechnet man die äußerst verbreiteten Sedimentgesteine, die keine krystallinischen Schiefer, aber auch keine klastischen Gesteine sind. Bei der Mehrzahl ist die Struktur echt krystallinisch; freilich ist sie meist nicht ursprünglich, sondern erst nach Ablagerung des Gesteins entstanden. Das gilt z. B. von vielen Kalksteinen und Quarziten, die ursprünglich klastische Gesteine waren, aber durch einen Umkrystallisationsprocess ihre klastische Struktur ganz verloren und dafür eine krystallinische gewonnen haben. Z. T. gehören auch Gesteine hierher, deren ursprünglich klastische Struktur vollständig verwischt ist, doch ohne dass an deren Stelle eine krystallinische Struktur getreten wäre, wie die Kohle.

1. Das Eis hat als Gestein eine große Verbreitung auf der Erde, als Wassereis auf den Gewässern und als Schnee, Firneis und Gletschereis auf dem Lande. Dank gewisser physikalischer Eigenschaften, ist es fast überall in Bewegung; es wirkt dadurch als gewaltiges Transportmittel für andere Gesteine und trägt nicht unwesentlich zur Ausgestaltung der Formen der Erdoberfläche bei; wir werden deswegen in einem späteren Abschnitt ausführlich davon zu handeln haben. Hier seien nur kurz seine petrographischen Eigenschaften hervorgehoben. Die Struktur des Eises ist immer krystallinisch, obwohl das nur beim Schmelzen für das bloße Auge sichtbar wird. Die Größe der Krystalle schwankt sehr. Grundverschieden sind Wassereis und Landeis. Die beim Gefrieren des Wassers sich bildenden nadelförmigen Eiskrystalle stellen sich alle mit ihren Hauptachsen senkrecht zur Wasseroberfläche; die Struktur des Wassereises ist daher stengelig faserig. Das Landeis dagegen, das aus Schnee entsteht, zeigt richtungslos körnige Struktur: die einzelnen Krystalle sind nicht parallel orientiert, sondern liegen ohne Ordnung durcheinander, wie das ja auch beim Schnee selbst der Fall ist. Je älter das Eis wird, desto größer werden in der Regel die einzelnen Krystalle und desto mehr nimmt der Gehalt an Luft ab, der beim frischgefallenen Schnee sehr groß ist (bis zu 97 Volumprocent). Aus dem Hochschnee bildet sich zuerst durch Abschmelzen der Ecken und Kanten der körnige Firn, später das Firneis, dessen Körner schon größer sind, ferner daraus durch

Druck und abwechselndes Schmelzen und Gefrieren das Gletschereis, dessen Körner auf dem Wege abwärts bis zum Gletscherende immer größer werden und dazwischen einen Durchmesser von mehreren Centimetern erlangen.

2. Steinsalz, Chlornatrium, kommt als Gestein nie rein, sondern immer chemisch und mechanisch durch verschiedene Stoffe verunreinigt vor. Mechanisch beigemengt ist fast immer Thon, ebenso Gyps. Wichtig ist die leichte Löslichkeit des Steinsalzes; daher vermag es sich in regenreichen Gebieten nie auf die Dauer an der Erdoberfläche zu erhalten. Oft aber wird es auch im Innern der Erdkruste von dort cirkulierendem Wasser gelöst. Dadurch bilden sich Hohlräume.

3. Anhydrit und Gyps kommen wie das Steinsalz in mächtigen Stöcken und Lagern vor, Anhydrit aber in der Regel nicht an der Oberfläche der Erde, sondern nur in einiger Tiefe; an der Oberfläche hat er sich fast durchweg durch Wasseraufnahme in Gyps verwandelt. Da mit der Wasseraufnahme eine starke Vergrößerung des Volumens Hand in Hand geht, so ist solcher aus Anhydrit entstandener Gyps in der Regel zerknittert und man trifft in seiner Nachbarschaft durch ihn veranlasst regelrechte Dislokationserscheinungen. Beide Gesteine, besonders der Gyps, sind sehr weich: Anhydrit Härte 3 — 3.5, Gyps Härte 1.5 — 2. Beide sind im Wasser löslich, vor allem bei Anwesenheit von Chlornatrium oder Natronsulfat. Daher bilden sich im Gyps oder Anhydrit oft Hohlräume. Die Farbe ist meist licht, doch oft durch Beimengung von Thon und Mergel, die selten fehlen, dunkler. Die Schichtung ist in der Regel nicht deutlich.

4. Der Kalkstein ist ein Aggregat von Kalkspat, der stets krystallinisch entwickelt ist. Aber nur der ganz reine Kalkstein besteht ausschließlich daraus. Meist ist er durch kohlensaure Magnesia, kohlensaures Eisenoxydul, auch durch Kieselsäure, Thonerde, Eisenoxyd oder Eisenoxydhydrat verunreinigt. Dabei verursachen Eisenoxyd und Eisenoxydhydrat eine ockergelbe bis braunrote Färbung, Beimengung von kohligen oder bituminösen Substanzen eine dunkle Färbung.

Je nach der Struktur werden unterschieden: der körnige Kalkstein oder Marmor; der dichte Kalkstein; der oolithische Kalkstein, der ganz aus rundlichen Kalkkörnern von Hirsekorn- bis Erbsengröße mit konzentrischschaliger oder auch radialfaseriger Beschaffenheit besteht; der poröse Kalkstein (Travertin, Kalktuff); die Kreide, ein feinerdiger, weicher, oft abfärbender kohlensaurer Kalk, bestehend hauptsächlich aus den Schalenüberresten von Foraminiferen, nicht amorph, sondern krystallinisch u. s. f. Der Kalkstein ist eines der am weitesten verbreiteten Gesteine. Seine Härte ist geringer als die der Mehrzahl der Eruptivgesteine; bedeutend ist, dank seiner starken Zerklüftung, seine Durchlässigkeit für Wasser. Diese Durchlässigkeit im Verein mit seiner Löslichkeit in Wasser, das Kohlensäure, wenn auch nur in geringen Mengen, enthält, sind für die Rolle, die der Kalkstein an der Erdoberfläche spielt, von größter Bedeutung.

Dem Kalkstein nahe verwandt ist der Dolomit, der in seiner verhältnismäßig seltenen typischen Ausbildung zu gleichen Teilen aus kohlensaurem Kalk und kohlensaurer Magnesia besteht, also ein Aggregat von Dolomitspatkrystallen ist. Sehr oft aber ist das Mengenverhältnis derart, dass der kohlensaure Kalk über die kohlensaure Magnesia das Übergewicht hat; in diesem Fall muss das Gestein als ein Gemenge von Kalkspat- und Dolomitspatkrystallen aufgefasst werden; man spricht dann wohl von dolomitischem Kalkstein. Was von der Färbung der Kalksteine gesagt wurde, gilt auch hier. Man unterscheidet körnigen Dolomit, kavernösen Dolomit (Zellendolomit, Rauchwacke) und dichten Dolomit. Die Neigung zu Zerklüftung, die Durchlässigkeit und Löslichkeit sind nicht wesentlich anders als beim Kalkstein.

5. Durch seine große Härte und Unlöslichkeit ausgezeichnet ist der Quarzit, eine körnige bis dichte Quarzmasse von meist grobsplittrigem Bruch und weißer Farbe. Die Struktur ist immer krystallinisch. Je nach dem Korn unterscheidet man körnigen Quarzit und dichten Quarzit. Ist das Gestein, in der Regel durch silberweißen Glimmer, schieferig, so spricht man von Quarzschiefer. Entstanden ist der Quarzit wohl meist aus Sandstein. Durch Härte und mineralische Zusammensetzung nahe verwandt, doch von kryptokrystallinischer Struktur sind der Kieselschiefer (dunkel), der Hornstein und der Feuerstein, der in Knollen in der Kreide massenhaft vorkommt. Kieselsinter und Kieseltuff sind ganz lockere, kavernöse, z. T. erdige Absätze heißer Quellen, Polierschiefer und Kieselguhr verfestigte, bezw. unverfestigte Anhäufungen von Kieselpanzern der Diatomeen.

6. Eine Reihe von wichtigen Eisenerzen, die z. T. in großen Lagern vorkommen, seien hier nur kurz genannt: Roteisenstein, Brauneisenstein, Eisenoolith, Bohnerz (kugelig struierte, mit Thon vermengte Brauneisenerze), Eisenspat oder Sphärosiderit, zu dem auch der Kohleneisenstein, das berühmte englische Blackband gehört, endlich der Magneteisenstein.

7. Kohlen sind Gesteine, die fast ganz oder doch vorwiegend aus nichtkrystallinischem Kohlenstoff bestehen und gleichzeitig in komplicierten Verbindungen Wasserstoff und Stickstoff enthalten. Nach dem Reichtum an Kohlenstoff unterscheidet man: Anthracit, Steinkohle, Braunkohle und Torf. Anthracit und Steinkohle als die kohlenstoffreichsten sind zugleich auch die ältesten. Die Pflanzensubstanz, aus der die Kohle entstanden ist, ist beim Torf und bei der Braunkohle noch gut zu erkennen und auch bei der Steinkohle, wenn auch erst durch gewisse Kunstgriffe, oft gefunden worden.

Im Anhang zu den Kohlengesteinen sei noch der Asphalt genannt, ein schwarzes, fettartig glänzendes, pechähnliches Gestein, das bei 100° schmilzt, ferner die Erdöle (Naphtha, Petroleum), endlich der Guano, im wesentlichen das Produkt trockener Verwesung von aufgehäuften Exkrementen verschiedener Seevögel.

III. Klastische Gesteine.

Die klastischen Gesteine bestehen vorzugsweise aus Trümmern anderer vorher existierender Gesteine. Wir sehen ihre Bildung heute noch weiter erfolgen und werden bei der Schilderung der Vorgänge an der Erdoberfläche ausführlich von ihnen zu sprechen haben.

1. Klastische Gesteine vulkanischen Ursprungs. Es giebt unverfestigte und verfestigte vulkanische Trümmergesteine. Zu den ersteren gehören die vulkanischen Aschen, Sande, Bomben und Blöcke, die oft in großen Massen aufeinander gehäuft sind. Sie sind die Trümmer von Lavamassen, die bei der Eruption durch Explosionen zerstäubt wurden. Locker verfestigt sind dagegen die vulkanischen Tuffe, einschließlich des Trass — eigentlich nichts anderes als vulkanische Auswürflinge, die mit Wasser gemengt einen Schlamm bildeten, der bald erstarrte. Tuffe sowohl wie Aschen besitzen bald deutliche Schichtung, bald fehlt eine solche. Je nach dem Gestein, dessen Zerstäubung das Material liefert, spricht man von Porphyrtuff, Porphyrittuff, Liparittuff, Trachyttuff, Phonolithtuff, Basalttuff.

2. Klastische Gesteine nicht vulkanischen Ursprungs. Auch sie kommen sowohl unverfestigt als auch durch ein Bindemittel zusammengebacken vor. Dieses Bindemittel ist bald Kalkspat, bald Kieselsäure, dann aber auch nicht selten Eisenschuss. Die verschiedensten Gesteine können Trümmer geliefert haben. Man teilt die klastischen Gesteine nach der Größe der Trümmer, aus denen sie bestehen, ein in Psephite, Psammite und Pelite.

Psephite. Sind die Trümmer verhältnismäßig groß, eckig und kantig, dabei aber nicht zusammengebacken, so hat man es mit Schutt zu thun, wie er z. B. aus der Verwitterung steiler Hänge im Gebirge entsteht. Ein cementierter Schutt heißt Breccie. Trümmer, die gerundet sind, bezeichnet man als Geröll oder Geschiebe, auch als Kies und Schotter; jede Kiesbank im Fluß bietet ein Beispiel. Sind die Gerölle zusammengebacken, so liegt ein Konglomerat oder eine Nagelfluh vor.

Hauptrepräsentant der Psammite ist der Quarzsand und der Quarz-Sandstein oder gewöhnliche Sandstein, d. h. der verfestigte Quarzsand. Es giebt zwar Sande, die nicht nur aus Quarz bestehen, aber sie treten stark zurück. Ein Sandstein, der aus Körnern von Feldspat, Quarz und Glimmer, also den Mineralien des Granits und des Gneises besteht, heißt Arkose. Ein Sandstein aus Fragmenten der verschiedensten Gesteine ist die Grauwacke.

Zu den Peliten gehören die ganz feinkörnigen Trümmergesteine, zunächst der Schlamm, ein unverfestigtes Haufwerk von so feinen Mineralpartikelchen, dass sie, im Wasser aufgerührt, lange schwebend bleiben. Die Partikel sind das Zerreibsel vorher existierender Gesteine; unter ihnen finden sich Quarz, Kalkstein, Glimmer u. s. w. In der Regel sind dem Schlamm auch thonige Partikel, die aus der Zersetzung der Feldspatgesteine entstehen, beigemengt.

Diesem auf mechanischem Weg entstandenen Schlamm, z. B. dem Schlamm der Gletscherbäche, stehen eine Reihe von Gesteinen gegenüber die als Rückstände der chemischen Verwitterung von Feldspatgesteinen erscheinen: der Kaolin, ein sehr reiner Thon; der Thon selbst (wasserhaltiges Thonerdesilikat), der immer etwas durch Kalk, auch durch Eisen und Quarzsand verunreinigt ist; der Lehm, ein durch Sand verunreinigter und durch Eisenoxydhydrat gelb oder braun gefärbter Thon; der Laterit, ein stark eisenschüssiger Lehm, in dem noch Überreste der zersetzten Gesteine stecken und der in den Tropen den Lehm vertritt; endlich der Löss, ein kalkhaltiger, poröser Lehm. Alle diese Gesteine sind gar nicht oder sehr locker verfestigt.

Ein schon etwas verfestigtes und gleichzeitig ausgezeichnet schieferig gewordenes Gemenge von Schlamm und Thon ist der Schieferthon; aus ihm entsteht durch noch weitergehende Verfestigung der Thonschiefer, bei dem die klastische Natur vieler Gemengteile sich schon zu verschleiern beginnt; er zeichnet sich oft durch vorzügliche Transversalschieferung aus. Ein verfestigtes Gemenge von Thon und Kalkschlamm heißt Mergel.

Die Lagerung der Gesteine in der Erdrinde.

(Geotektonik.)

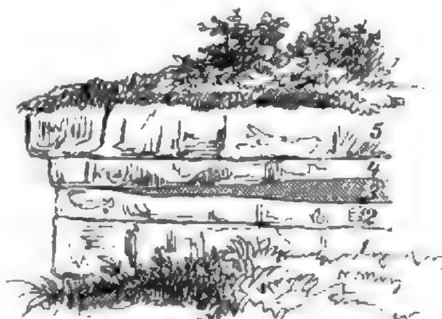
Wir hatten schon Gelegenheit, von der Lagerung der Gesteine zu sprechen, als wir den Gegensatz zwischen den Schichtgesteinen und den Massengesteinen schilderten. Die schichtförmige Lagerung ist jenen eigen, die durchgreifende diesen. Wir müssen nunmehr etwas ausführlicher darauf eingehen.

Ungestörte Lagerung der Schichtgesteine. Die Auflagerung ist das normale Lagerungsverhältnis der Schichtgesteine: eine Gesteinschicht liegt auf der andern. Die einzelnen Schichten können einander vollkommen gleich oder auch verschieden sein. Wenn dabei eine oder auch mehrere mineralisch fremdartige Schichten in eine sonst einheitliche Schichtreihe eingelagert sind, so bezeichnet man diese Schichten, besonders wenn sie technisch verwertbar sind, als Flötze oder, wenn sie in ihrem Auftreten begrenzt sind, als Lager. So trifft man Kalksteinlager mitten im Gneis, Kohlenflötze im Kohlensandstein.

Die Unterlage, auf der eine Schicht liegt, heißt ihr Liegendes, die Gesteinsmasse dagegen, die auf ihr liegt, ihr Hangendes. So ist Schicht 4 in Fig. 2 das Hangende, Schicht 2 das Liegende von Schicht 3. Die Dicke einer Schicht, gemessen in der Richtung senkrecht auf die Schichtflächen, heißt ihre Mächtigkeit. Eine besonders mächtige Schicht inmitten weniger mächtiger bezeichnet man als Bank.

In der Regel behält eine Schicht ihre Mächtigkeit auf große Entfernungen hin bei; nicht selten aber schwillt sie an und nimmt wieder ab. Wird eine Schicht, wie Schicht 3 in Fig. 2, nach einer Richtung hin immer dünner und dünner, bis sie endlich ganz aufhört, sodass Liegendes und Hangendes zusammentreffen, so sagt man: die Schicht keilt sich aus. Das Auskeilen lässt sich in der Regel nur auf größeren Strecken und selten in einem einzigen Aufschluss beobachten. Viel häufiger endigt eine Schicht ohne Auskeilen durch plötzliches Absetzen an einem anderen Gestein oder an der Erdoberfläche. Man spricht dann von dem Ausstreichen oder dem Ausbeißen der Schicht. So streichen die Schichten 1, 2, 4, 5 in Fig. 2 nach links hin aus. Die äußersten Teile solcher ausstreichender Schichten bezeichnet man als ihr Ausgehendes oder auch, wenn die Schichten aufrecht stehen, als ihre Schichtköpfe.

Fig. 2.



Schichtensystem.

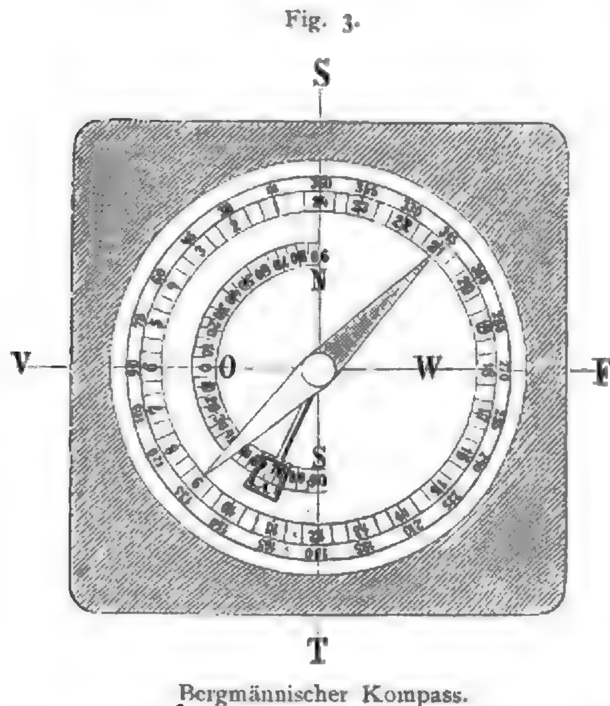
Gestörte Lagerung der Schichtgesteine. Die ursprüngliche Lage aller sedimentären Gesteine mit ganz wenigen Ausnahmen ist als Folge ihrer Ablagerung horizontal. Wo wir daher eine schiefe oder geneigte Stellung der Schichten wahrnehmen, da befinden sie sich fast immer nicht mehr in ihrer ursprünglichen Lage, sondern sie haben nach ihrer Ablagerung Störungen oder Dislokationen erlitten. Man bezeichnet sie als dislocierte Schichten im Gegensatz zu den nicht dislocierten Schichten, die ihre ursprüngliche Lage behalten haben.

Die Lage einer dislocierten Schicht ist eindeutig bestimmt durch die Mitteilung ihres Streichens und ihres Fallens. Das Streichen giebt an, in welcher Himmelsrichtung die Schicht sich erstreckt, also ihr Azimut; es ist, anders ausgedrückt, der Winkel, den die Schnittlinie der Schichtebene und der Horizontebene mit dem Meridian des Ortes einschließt. Dieser Winkel wird von Norden im Sinne der Bewegung des Uhrzeigers über Osten nach Süden und Westen gerechnet. Der Bergmann drückt ihn in Stunden aus: Nord = 0° oder Stunde 0, Nord-Ost = 45° oder Stunde 3, Süd = 180° oder Stunde 12 u. s. w. In der wissenschaftlichen Litteratur begegnet man heute solchen Angaben in Stunden nur selten; meist wird direkt die Himmelsrichtung des Streichens durch Angabe der Grade ausgedrückt, um die das Streichen sich von der Nordsüdrichtung entfernt. N 36° E bedeutet z. B., dass die Schicht von N 36° E nach S 36° W streicht.

Bestimmt wird das Streichen mit dem bergmännischen Kompass (Fig. 3); im Gegensatz zu dem gewöhnlichen Schiffskompass ist er nicht rechtsinnig, sondern widersinnig eingeteilt, d. h. West und Ost sind mit-

einander vertauscht und ebenso geht die Grad- bezw. die Stundeneinteilung dem Zeiger der Uhr entgegen. Man hat dadurch die Möglichkeit, direkt die Stunde des Streichens abzulesen, ohne umrechnen zu müssen. Stellt man nämlich, wie das immer geschehen muss, die der Nordsüdlinie parallele Kante des Kompasses in die Richtung des Streichens, das z. B. NW sei, so stellt sich das Nordende der Nadel 45° rechts vom Nordpunkt auf der Kreiseinteilung ein, d. h. sie spielt auf dem gewöhnlichen Kompass auf NE, auf dem bergmännisch eingeteilten aber auf NW ein. Streicht die Schicht nach SW, so stellt sich die Nadel 135° rechts vom Nordpunkte der Kreiseinteilung ein, also beim gewöhnlichen Kompass auf SE, beim bergmännischen dagegen auf SW u. s. f. Um aus der Beobachtung das wirkliche, d. h. auf den astronomischen Meridian bezogene Streichen zu erhalten, muss noch die Deklination der Magnetnadel in Rechnung gebracht werden. Das geschieht in Europa, wo ja die Deklination westlich ist*), indem man den Betrag der Deklination einfach von der in Graden erhaltenen Beobachtung abzieht. Demnach würde das wirkliche Streichen der Schicht, gefunden aus der Stellung der Nadel im Kompass Fig. 3, an einem Ort Mitteleuropas mit einer Deklination von 15 Graden sein: Stunde 20 oder 300° oder am besten und einfachsten N 60° W.

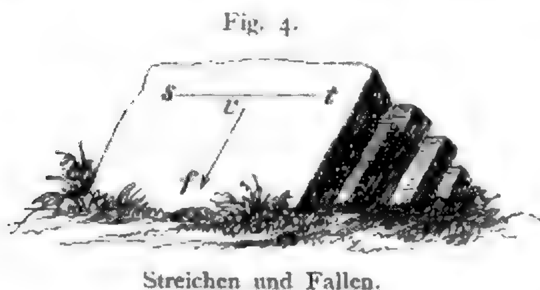
Fig. 3.



Bergmännischer Kompass.

Unter Fallen (auch Einfallen oder Verflächen) einer Schicht versteht man deren Neigung gegen die Ebene des Horizontes, d. i. den Winkel, den eine in der Schichtfläche auf der Streichungslinie (*s*—*t* in Fig. 4) senkrecht stehende Linie (die Fallinie *v*—*f*) mit der horizontalen Ebene einschließt. Dieser Winkel wird mit Hilfe des Klinometers, eines an der inneren Fläche des Kompasses angebrachten Senkels, gemessen. Die Fallrichtung bestimmt man mit dem Kompass, indem man die NS-Linie desselben in die Richtung des Fallens hält, so dass der Nordpunkt des Kreises nach

Fig. 4.



Streichen und Fallen.

*) Vgl. die erste Abteilung S. 68.

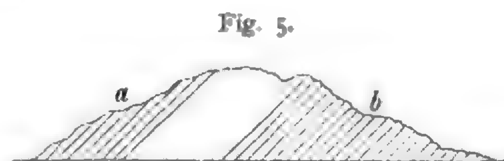
dem Einfallen der Schichtflächen gerichtet ist, und dann abliest. Da die Fallrichtung immer senkrecht auf der Richtung des Streichens steht, so hat man immer nur eine der Größen zu beobachten.

Schichten, die ein Einfallen von 0 bis 15° zeigen, heißen schwebende Schichten; beträgt der Fallwinkel 15 bis 45°, so spricht man von flachfallenden Schichten, bei 45 bis 75° von steilfallenden und bei 75 bis 90° von saigern oder auf dem Kopf stehenden Schichten. Sind die Schichten aus ihrer ursprünglich horizontalen Lage noch über die senkrechte Stellung hinaus nach der anderen Richtung hinüber geworfen, sodass das ursprünglich Liegende zum Hangenden ward und umgekehrt, ist also eigentlich der Fallwinkel mehr als 90°, so heißen die Schichten überkippt.

Auf geologischen Karten wird das Streichen und Fallen durch das Zeichen ⋌ oder ⋌ angedeutet. Die Basislinie bezeichnet die Richtung des Streichens, die darauf senkrechte Linie (Pfeil) die Richtung des Fallens, während der Winkel des Fallens in Graden neben den Pfeil geschrieben wird. ⟷ bezeichnet saiger, + horizontal gelagerte Schichten.

Rechtsinnig oder vom Gebirge ab fallen die Schichten, wenn sie dem Berggehänge konform liegen oder doch in gleicher Richtung fallen (wie bei *a* in Fig. 5); widersinnig, wenn sie gegen das Gehänge zu fallen (wie bei *b*).

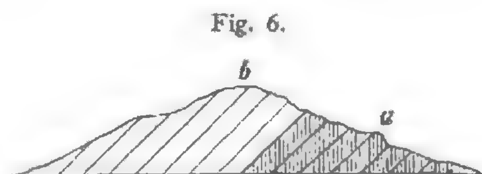
Fig. 5.



Rechtsinnig und widersinnig.

Konkordante und diskordante Lagerung. Liegen die Schichten parallel eine auf der anderen, so ist das das Zeichen für einen kontinuierlich erfolgten Absatz derselben. Man nennt eine solche Lagerung gleichförmig, konkordant, auch konform. Ob dabei die Schichten heute noch so liegen, wie sie sich abgelagert haben, oder ob sie nachträglich gestört sind, ist gleichgültig. Denn auch wenn nach ihrer Ablagerung die ganze Schichtreihe aufgerichtet, zerbrochen und die einzelnen Stücke gegen einander verschoben oder gefaltet wurden, entspricht doch in der Regel einem Stück einer Schicht ein parallel gestelltes Stück jeder anderen Schicht. Jede Schicht einer konkordanten Schichtreihe zeigt das gleiche Streichen und Fallen wie ihre hangenden und liegenden Schichten. Die Lagerung einer konkordanten Schichtserie bleibt also immer konkordant. (Fig. 6). Wenn aber an einen Komplex von untereinander parallelen Schichten oder auch über deren Schichtköpfe hinweg sich ein Komplex anderer, unter sich wieder paralleler Schichten an- bezw. auflegt, so spricht man von diskordanter oder ungleichförmiger Lagerung. Streichen

Fig. 6.

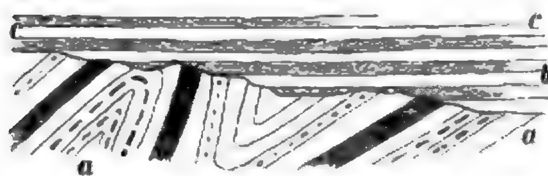


Konkordante Schichten.

und Fallen ist hier in einem Schichtkomplex ganz anders als im anderen. Es trat nach Ablagerung der älteren Schichten eine Verschiebung (Dislokation) ein, die sie aus ihrer ursprünglichen Lage heraus hob, und erst darauf lagerten sich die Schichten des jüngern Komplexes ab. Die Ablagerung erfolgte also nicht kontinuierlich.

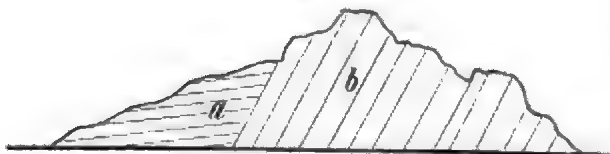
Die diskordante Lagerung kann verschieden sein. Liegen die jüngern Schichten auf den Schichtköpfen oder dem Ausgehenden der ältern auf, sie ganz bedeckend, so spricht man von einer diskordanten Überlagerung; Fig. 7 zeigt eine solche. Es wurden zuerst, untereinander konkordant, die Schichten *a* abgelagert, dann steilgestellt und erst hierauf die Schichten *b* und *c* abgesetzt. Greift die jüngere Schicht über den Verbreitungsbezirk der ältern hinaus, so ist die Lagerung übergreifend oder transgredierend; transgredierende Lagerung ist bei im Meer abgesetzten Schichten immer ein Beweis für ein Übergreifen des Meeres auf Flächen, die unmittelbar vorher Land waren. Ist der Verbreitungsbezirk der jüngeren Schicht *(a)* kleiner als der der älteren *(b)*, so liegt eine Anlagerung vor wie sie Fig. 8 zeigt. Ragen die ältern Schichten inselartig aus den jüngern heraus, so hat man es mit einer Umlagerung zu thun.

Fig. 7.



Diskordante Überlagerung.

Fig. 8.



Diskordante Anlagerung.

Es leuchtet ein, dass aus solchen Diskordanzen zuverlässige Schlüsse auf das relative Alter der Aufrichtungen, Biegungen, Zertrümmerungen oder kurz der Dislokationen der Schichten gezogen werden können. In der That ist dieses zuerst von Elie de Beaumont benutzte Mittel vorzüglich, um das Alter von Gebirgen, die ihre Entstehung Dislokationen verdanken, zu bestimmen. In den Alpen sind z. B. alle Schichten bis einschließlich der miocänen dislociert, die pliocänen Ablagerungen am Südfuß und die Diluvialgebilde dagegen nicht. Daher geschah die letzte Aufrichtung der Alpen am Schluss der Miocänepoche und vor Beginn der Pliocänepoche.

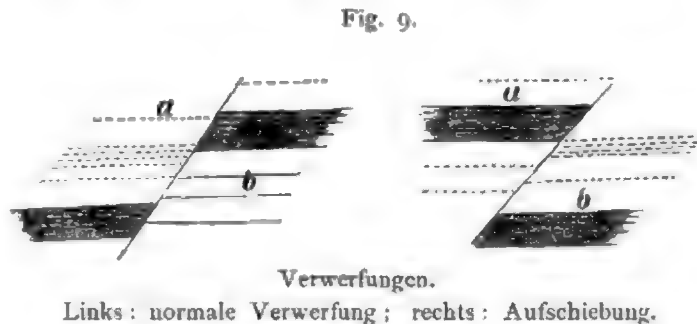
Von den Arten der Dislokationen.*) Überblickt man die Gesamtheit der Störungen, die die Schichten der Erdrinde erlitten haben, so zeigt sich trotz der großen Verschiedenheit der Einzelerscheinungen, dass

*) Eine treffliche Zusammenstellung der Dislokationen und ihrer Benennungen findet man in A. Heim und E. de Margerie: Die Dislokationen der Erdrinde. Versuch einer Definition und Bezeichnung. Zürich, 1888. Unsere Abbildungen Fig. 7, 9—15 und 17 sind diesem Werk entlehnt.

sich alle auf zwei Grundtypen zurückführen lassen, auf die Verwerfung und die Falte.

Verwerfungen. Geht man, etwa in einem Kohlenbergwerk, einem Flötz nach, so sieht man oft, wie es plötzlich ausbeißt: es stößt an Schichten an, die erst weit über ihm folgen oder unter ihm liegen sollten. Das Gleiche ist mit den hangenden und mit den liegenden Schichten der Fall. Sucht man nach der Fortsetzung des Flötzes, so findet man sie höher oder tiefer unten. Die Kontinuität der Schichten ist durch einen Bruch gestört, und an diesem Bruch haben sich die Schichtenkomplexe verschoben. Eine solche entlang eines Bruches erfolgte Verschiebung bezeichnet man als Verwerfung. Die beiden gegeneinander verschobenen Teile heißen die Flügel der Verwerfung (*a* u. *b* in Fig. 9). Der Betrag der Verwerfung wird durch die vertikale Sprunghöhe oder Sprunghöhe schlechthin gemessen. Man versteht darunter die Höhendifferenz zwischen dem Ausgehenden derselben Schicht zu beiden Seiten der Verwerfung, gemessen in der Vertikalen. An die Erdoberfläche tritt die Verwerfung in einer Linie von vorwiegend gerader Erstreckung.

Fig. 9.

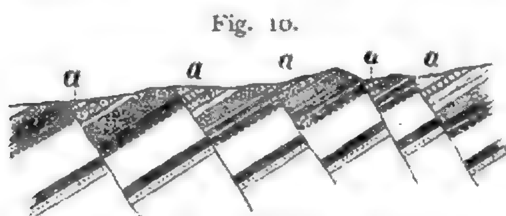


Verwerfungen.
Links: normale Verwerfung; rechts: Aufschiebung.

Der Bruch, an dem die Verwerfung erfolgte, auch die Verwerfungskluft, Verwerfungsfläche oder nach ihrem linearen Ausgehen an der Oberfläche Bruchlinie genannt, ist nur in seltenen Fällen eine offene Kluft, sondern meist geschlossen, d. h. beide Flügel berühren einander ganz dicht, oder es schaltet sich zwischen sie ein Trümmerwerk ein, das durch das Zerreiben der unter großem Druck sich gegeneinander verschiebenden Flügel der Verwerfung entstand (Reibungsbreccie). Berühren sich die Flügel direkt, ohne Reibungsbreccie, so zeigen ihre Begrenzungsflächen nicht selten als Folge der Reibung bei der Verschiebung der Flügel gegeneinander schöne Politur; man bezeichnet solche polierte Verwerfungsflächen als Rutschflächen oder Harnische. Ihr Aussehen lässt sich am besten mit dem Aussehen eines Stückes Butter vergleichen, über das man mit einem schartigen Messer hinweg gestrichen hat. Die Verwerfungsfläche kann vertikal stehen oder geneigt sein — einfallen. Bei vertikaler Verwerfungsfläche sind beide Flügel einander ganz gleichwertig, bei geneigter aber nicht mehr. Der im Hangenden der Kluft befindliche Flügel (*a* in Fig. 9) heißt der Hangendflügel, der andere der Liegendflügel. Bei den normalen Verwerfungen ist der Hangendflügel im Vergleich zum Liegendflügel gesunken (Fig. 9 links); ist er relativ gehoben (Fig. 9 rechts), so hat man keine normale Verwerfung mehr vor sich, sondern eine Aufschiebung oder Überschiebung (vgl. S. 38).

Nicht unwichtig ist, ob die Verwerfungsfläche in gleicher Richtung, rechtsinnig, fällt wie die Schichten oder in entgegengesetzter, widersinnig. Bei rechtsinnigem Fallen vergrößert eine normale Verwerfung die Niveaudifferenzen, welche innerhalb der Schichten durch deren bloße Neigung vorhanden sind, bei widersinnigem verkleinert sie dieselben (Fig. 10).

Fig. 10.



a, a widersinnig fallende Verwerfungen.

Eine sehr häufige Erscheinung ist, dass die Verwerfung zweier Tafeln nicht an einer, sondern an vielen einander mehr oder minder parallelen Verwerfungsflächen, also durch mehrere kleinere Verwerfungen, erfolgt. Man spricht in diesem Falle von einem Staffelbruch. (Vgl. Fig. 13.) Nicht selten geht eine Verwerfung von großer Sprunghöhe in ihrem Verlauf in mehrere Verwerfungen kleiner Sprunghöhe, also in einen Staffelbruch über. Das Absinken, das dort an einem Bruch stattfand, erfolgte hier staffelförmig.

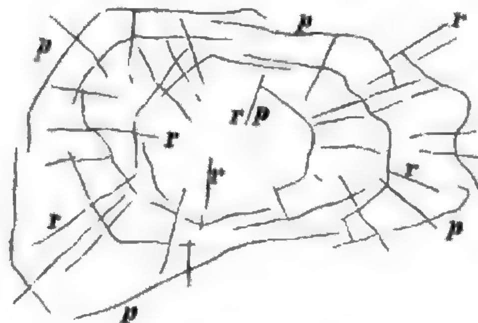
Nur selten verlaufen die Verwerfungslinien ganz regellos. Meist gelingt es leicht gewisse Systeme in ihrer geographischen Anordnung zu erkennen. Sie ordnen sich in der Regel nach zwei Typen. Beim Typus der Tafelbrüche sind die Verwerfungen mehr oder minder parallel oder leicht divergierend (Fig. 11); ein ausgezeichnetes Beispiel hiefür

Fig. 11.



Tafelbrüche.

Fig. 12.



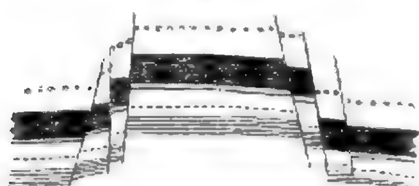
Bruchnetz.

bietet das Tafelland von Utah, das Dutton so beredt in Wort und Bild schildert. Den zweiten Typus bilden die Bruchnetze oder Sprungnetze; hier finden sich Brüche verschiedener Richtung, oft schneiden sie sich unter rechten Winkeln; es lassen sich dann peripherische Brüche *(p, p)*, die in ungefähr konzentrischen Zügen verlaufen, und Radialbrüche *(r, r)*, die die ersteren unter rechtem Winkel schneiden, unterscheiden (Fig. 12). Ein Beispiel bietet Süddeutschland zwischen Schwarzwald und Böhmen.

Ein Stück Erdrinde, das sich zwischen zwei Verwerfungen befindet, heißt eine Scholle. Eine allseitig von Brüchen umrissene Scholle, die tektonisch gesprochen, d. h. ganz unabhängig von der heutigen Oberflächengestalt, höher liegt als ihre Umgebung, wird als Horst bezeichnet

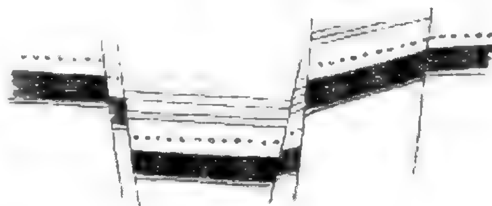
(Fig. 13). Solche Horste sind z. B. Harz und Thüringerwald. Liegt die Scholle dagegen im Vergleich zu ihrer Umgebung tief, so spricht man, wenn sie länglich ist, von einem Graben oder einer Grabenversenkung (Fig. 14), wenn sie mehr oder minder kreisförmig ist, von einem Kesselbruch. Ein treffliches Beispiel eines Grabens bietet die oberrheinische Tiefebene zwischen Schwarzwald und Vogesen, ein nicht minder gutes eines Kesselbruches das thyrrhenische Meer.

Fig. 13.



Horst.

Fig. 14.

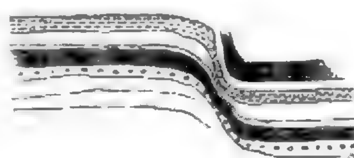


Graben.

Verwerfungen sind äußerst häufig und erreichen dazwischen gewaltige Beträge. Man kennt Verwerfungen, deren Sprunghöhe 10, ja 20 *km* und mehr misst. Verwerfungen sind besonders die Dislokationen der Länder mit flacher Schichtenlagerung; doch fehlen sie auch den Faltengebieten nicht. Wo Verwerfungen in großen Scharen vorkommen, da ist die Erdkruste förmlich in kleine Schollen zerhackt, die alle gegeneinander verschoben sind. Ein äußerst komplizierter Gebirgsbau ist die Folge, dessen Einzelheiten nur die allergenaueste Erforschung aufdecken kann, wie sie z. B. in Bergwerken aus praktischen Gründen vollbracht wird.

Den normalen Verwerfungen und den Falten gleichzeitig sehr nahe stehen die Flexuren, sie bilden gleichsam den Übergang zwischen beiden. Auch hier finden sich, wie bei den Verwerfungen, zwei Partieen eines ungefähr horizontalen Schichtenkomplexes in ein verschiedenes Niveau gebracht, die eine Seite gesenkt, die andere gehoben; aber ihr Zusammenhang ist nicht unterbrochen, sondern durch ein gebogenes Mittelstück, den Verbindungsschenkel, erhalten (Fig. 15). Man kann eine Flexur als eine Verwerfung ohne Bruch charakterisieren. Der Verbindungsschenkel zeigt oft Spuren starker Streckung und nicht selten zerreißt er: Die Flexur ist zerrissen. Durch weitere Verschiebung der Flügel geht sie in eine Verwerfung mit geschleppten Rändern über. Zwischen Flexur und normaler Verwerfung giebt es also alle Übergangsformen. Dazwischen sieht man, wie dieselbe Denivellationslinie der Reihe nach hier als Flexur, dort als zerrissene Flexur, dann als Verwerfung mit geschleppten Rändern und noch weiter als reine Verwerfung auftritt.

Fig. 15.



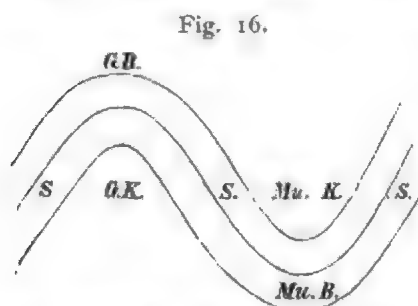
Flexur.

Zu unterscheiden von den echten Verwerfungen sind die Horizontalverschiebungen oder Blattverschiebungen, auch schlechthin Blätter genannt. Es sind das Verwerfungen, bei denen die Verschiebung der Schollen gegeneinander nicht in vertikalem, sondern in horizontalem Sinn und zwar parallel dem Streichen der mehr oder minder senkrecht stehenden Verwerfungskluft erfolgte. Auch hier spricht man von Flügeln der Verschiebung; als Ausmaß der Dislokation dient der Betrag der horizontalen Verschiebung. Auch Horizontalverschiebungen, bei denen der Zusammenhang der Schichten nicht unterbrochen ist, die also genau den Flexuren entsprechen, kommen vor. Blattverschiebungen treten besonders im Faltenland auf und erreichen hier zuweilen Beträge von vielen Kilometern; sie ziehen quer zum Streichen der Schichten. Doch fehlen sie auch im Schollenland nicht; nur sind sie hier schwerer nachzuweisen. Nicht selten sind sie mit echten Verwerfungen verknüpft, d. h. es kombiniert sich mit einer vertikalen Bewegung eine horizontale: der eine Flügel ist z. B. abwärts und zugleich vorwärts verschoben.

Wieder eine andere Art von Verwerfungen, die gleichfalls scharf von den echten Verwerfungen zu trennen sind, bilden die oben schon kurz erwähnten Überschiebungen (Wechsel). Es sind das Verwerfungen entlang eines mehr oder weniger flach einfallenden Bruches, bei denen der hangende Flügel auf den liegenden hinaufgeschoben ist (Fig. 9 rechts). Die Bewegung erfolgte hier wie bei den Blättern, vorwiegend horizontal, aber mehr oder minder senkrecht zum Streichen der Verwerfungskluft. Das Resultat einer Überschiebung ist bei normaler Lagerung, dass ältere Schichten auf jüngere gelangen. Als Maß gilt die Breite der Zone, in der eine Schicht des Hangendflügels über die entsprechende Schicht des Liegendflügels übergreift. Man kennt Überschiebungen bis zu einem Betrag von vielen Kilometern. Auch die Überschiebungen spielen in den Faltengebieten eine große Rolle, wie die Blätter; in den Ländern flacher Schichtlagerung treten sie mehr zurück.

F a l t e n. Ein ganz anderes Bild als die Verwerfungen zeigen die Falten. Die Schichten sind nicht durch Brüche getrennt und dann verschoben, sondern sie sind gebogen, ohne dass ihre Kontinuität unterbrochen worden wäre. Geht die Biegung nach oben, ist also die Falte konvex, so spricht man von einer Antiklinalfalte, einem Sattel oder einem Gewölbe, ist sie konkav, von einer Synklinalfalte oder einer Mulde. Treten ein Gewölbe und eine Mulde zusammen, so bezeichnet man ihre Gesamtheit als vollständige Falte. Fig. 16 stellt einen Querschnitt einer solchen vollständigen Falte dar. Man unterscheidet nach H e i m s Vorgang bei einer vollständigen Falte eine Reihe von Teilen. Jede Falte hat zunächst 3 Schenkel, in denen sich die Schichten zur Höhe

Fig. 16.



Die Teile einer Falte (Nach H e i m).

des Gewölbes emporschwingen (*S*, *S*, *S* in Fig. 16), bezw. von der Höhe des Gewölbes zur Tiefe der Mulde herabsteigen. Die inneren Teile eines Gewölbes, die immer aus älteren Schichten bestehen als die Seiten, heißen Gewölbekern *(G. K.)*; die inneren Teile einer Mulde, die aus jüngeren Schichten zusammengesetzt sind, heißen Muldenkern *(Mu. K.)*. Am Scheitel des Gewölbes liegt die Gewölbebiegung *(G. B.)*, in der Tiefe der Mulde die Muldenbiegung *(Mu. B.)*.

Fig. 17.

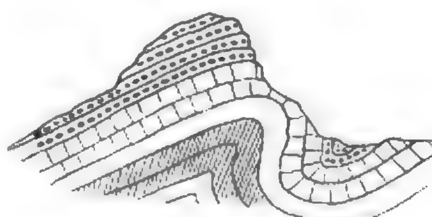


Aufrechtes Gewölbe.

Die Längenausdehnung einer Falte ist immer im Vergleich zu ihrer Breite und Höhe erheblich. Gegen ihre beiden Enden hin flacht sie sich aus, d. h. die Höhe des Gewölbes nimmt ab, ebenso die Tiefe der Mulde.

Sehr oft sind die Falten nicht vollständig erhalten; besonders vom Gewölbe pflegt viel durch Verwitterung und Abspülung entfernt zu sein. Doch kann man an den vorhandenen Überresten die Form des Gewölbes oft noch gut erkennen. In den geologischen Profilen ergänzt man das Fehlende durch sogenannte Luftsättel (Fig. 19 die punktierten Linien).

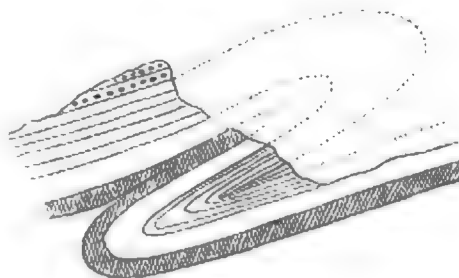
Fig. 18.



Schiefes Gewölbe.

Je nach der Stellung des Gewölbes unterscheidet man aufrechte Falten (Fig. 16 und 17) und schiefe Falten (Fig. 18); ist die Gewölbebiegung über die Muldenbiegung hinausgerückt, so spricht man von überliegenden Falten. Ist das Hinausrücken in dem Maße erfolgt, dass die drei Schenkel der Falte z. T. übereinander und einander fast parallel liegen, so heißt die Falte liegend (Fig. 19).

Fig. 19.



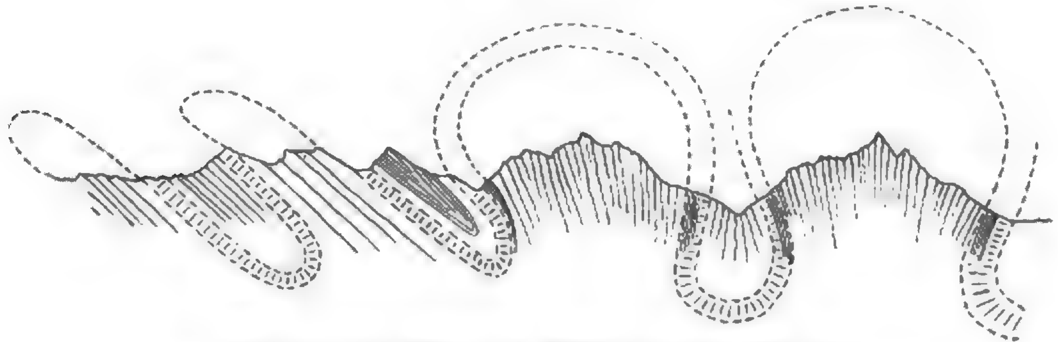
Liegende Falte.

Für die Schenkel der überliegenden und der liegenden Falte sind besondere Bezeichnungen im Gebrauch. Der Schenkel, der von außen her zum Gewölbe aufsteigt, heißt der Gewölbeschenkel; derjenige, der von der Mulde wieder hinausführt, der Muldenschenkel; der Schenkel, der die Verbindung zwischen Gewölbe und Mulde herstellt und sich im Liegenden des Gewölbeschenkels und im Hangenden des Muldenschenkels befindet, hat den Namen Mittelschenkel erhalten. Der Gewölbeschenkel und der Muldenschenkel zeigen die normale Schichtenfolge, wobei die jüngsten Schichten oben, die ältesten unten liegen; im Mittelschenkel ist dagegen die Schichtfolge verkehrt.

Je nach der Stellung der Schenkel der Falten unterscheidet man gewöhnliche Falten, isoklinale Falten und fächerförmige Falten. Die

Schenkel des Gewölbes einer gewöhnlichen Falte bilden einen nach unten offenen Winkel; die Schenkel isoklinaler Falten sind einander parallel (Fig. 20 links); die Schenkel der fächerförmigen Falten endlich bilden einen

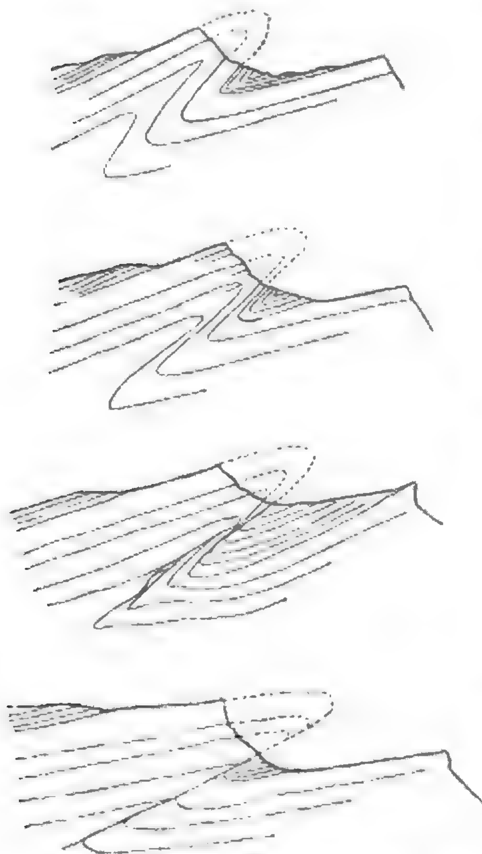
Fig. 20



Isoklinal- (Monoklinal-) und Fächerfalten (nach Heim).

nach oben offenen Winkel. Nicht nur die gewöhnlichen Falten, sondern auch die Isoklinalfalten und die fächerförmigen Falten können aufrecht, schief oder liegend sein.

Fig. 21.



Übergangsformen zwischen liegender Falte und Faltenverwerfung (nach Heim).

Dazwischen kommt es vor, dass eine einmal gefaltete Schichtenserie noch einmal gefaltet wird. Man begegnet dann der sehr komplizierten Erscheinung gefalteter Falten, wie sie z. B. Heim von der Silbern im Kanton Glarus schildert.

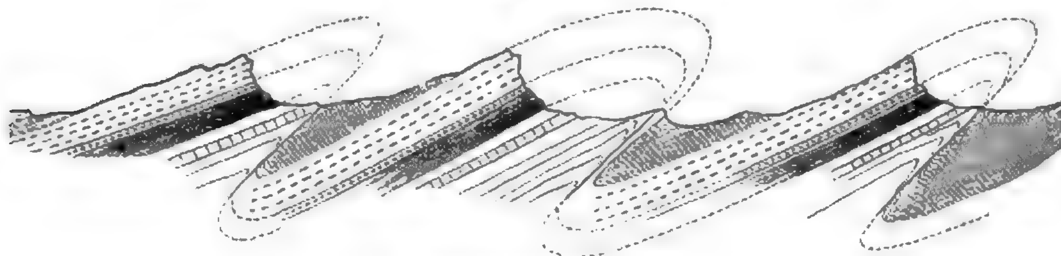
Die Falten, wie wir sie bisher betrachtet haben, zeigten zum großen Teil an allen Schenkeln die normale Mächtigkeit der Schichten; bei den Fächerfalten trifft das aber schon nicht ganz zu und zur Regel wird eine Verdünnung (Reduktion) der Mächtigkeit der normalen Schichtenreihe im Mittelschenkel der überliegenden und liegenden Falten. Diese Ausdünnung geht dazwischen so weit, dass der Mittelschenkel nur stellenweise erhalten ist — man spricht von einem ausgewalzten Mittelschenkel, und schließlich geht die liegende Falte in eine Überschiebung mit geschleppten Rändern (Faltenverwerfung) über (Fig. 21).

Wie die Verwerfungen so treten auch die Falten fast immer gesellig auf. Ihr Gebiet sind besonders die Kettengebirge, also in Europa die Alpen, der Jura, der ein ganz ausgezeichnetes Beispiel eines aus Falten

bestehenden Gebirges ist, die Karpaten, die Apenninen u. s. w. Sie ziehen einander meist ungefähr parallel und zugleich parallel der Längserstreckung des Gebirges, drängen sich hier zusammen, um an einer andern Stelle wieder auseinander zu treten. Sie konvergieren wohl auch nach einem Punkt hin, wobei sie sich oft aneinander anschmiegen. Ein Sichdurchkreuzen der Falten kommt dagegen nicht vor.

Ein und dieselbe Falte lässt sich nie durch ein ganzes Gebirge von einem Ende zum andern verfolgen; ihre Erstreckung ist immer im Vergleich zur Erstreckung des Gebirges gering, sie wird bald von anderen abgelöst. Sie hebt sich im Längsprofil langsam aus dem Boden heraus, erreicht allmählich ihre größte Höhe und sinkt dann wieder herab; sie sendet wohl auch unter ganz spitzem Winkel Nebenfalten aus und diese können sich zur Hauptfalte entwickeln, während die erste Falte verschwindet. Sehr häufig hebt sich, wenn ein Gewölbe herabsinkt, neben ihm ein neues heraus. Im Jura ist das Zusammentreten der Falten sehr einfach, weil dieselben verhältnismäßig einfach gebaut sind und meist nicht überliegen;

Fig. 22.



Schuppenstruktur.

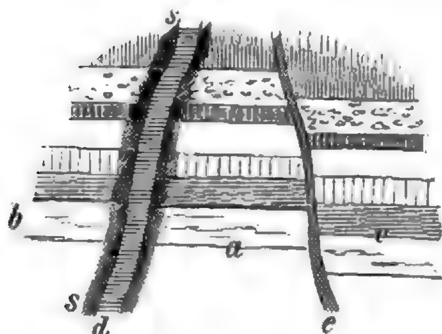
in den Alpen sind die Verhältnisse dagegen äußerst kompliziert. Liegen Falten in gleicher Richtung über und sind dabei ihre Mittelschenkel ausgewalzt, also zu Wechseln geworden, so entsteht die Schuppenstruktur, so genannt, weil die Schichten wie die Schuppen eines Fisches aufeinander ruhen (Fig. 22). In der Regel herrscht bei einem Gebirge das Überliegen der Falten nach einer Richtung vor, so z. B. in den Alpen nach Norden; doch wechseln oft aufrechte, schiefe, liegende und fächerförmige Falten miteinander ab.

Außer diesen Falten in den Kettengebirgen kommen Falten von ganz außerordentlicher Ausdehnung, aber von sehr geringer Höhe auch in Flachländern vor. Die Schichten der Erdrinde haben sich hier dazwischen geworfen, so wie die Bretter eines ausgetrockneten Fußbodens sich werfen. Solche über weite Areale sich einheitlich erstreckende Falten bezeichnet man als Geoantiklinalen und Geosynklinalen.

Die durchgreifende Lagerung lernten wir als ein Charakteristikum der Massengesteine kennen. Sie kommt unter verschiedenen Formen vor. Am schärfsten zeigen sich ihre Eigenschaften bei den Gängen. Gänge sind mehr oder minder plattenförmige Gesteinsmassen, die Spalten inmitten

eines festen Gesteins ausfüllen. Sie heben sich vom umgebenden Gestein dadurch ab, dass sie aus anderem Material bestehen. Sie haben, wie die Spalten selbst, immer eine im Vergleich zu ihrer Mächtigkeit sehr große Ausdehnung in der auf der Breite senkrechten Richtung und sind von ungefähr parallelen Flächen begrenzt. Gänge durchsetzen sowohl Schichtgesteine als Massengesteine unter den verschiedensten Winkeln. Derselbe Gang kann seine Richtung ändern und sogar auf einer Strecke zwischen zwei Schichten, als sogenannter Lagergang, verlaufen. Manche Gänge erreichen die Erdoberfläche nicht, sondern endigen in der Tiefe — sie keilen aus. Nicht selten zerteilt sich ein Gang in mehrere — er zertrümert sich; jeder der neuen Gänge heißt ein Trum. Die Trümer werden, wenn sie aus Massengesteinen bestehen, auch Apophysen genannt. Man spricht auch bei den Gängen von ihrem Streichen und Fallen, von ihrer Mächtigkeit, ihrem Hangenden und Liegenden (Fig. 23). Gänge stehen oft einander parallel, oft durchkreuzen sie einander. Dann ist der zusammenhängend hindurchgehende Gang der jüngere, der dagegen, dessen Zusammenhang unterbrochen ist, der ältere.

Fig. 23.



Gänge.
a das Liegende, *b* und *c* das Hangende, *s* das Saalband, *e* ein Verwerfer.

Wenn ein Gang sich an eine Verwerfungsspalte knüpft, also zwischen zwei Flügeln einer Verwerfung steht, so bezeichnet man ihn als Verwerfer. Ein Gang selbst kann durch einen andern verworfen sein; der Verwerfer ist dann immer jünger als der verworfene Gang. Die Berührungszone einer Gangmasse mit dem Nebengestein nennt der Bergmann das Saalband. Das Nebengestein ist oft durch das Eindringen der glutflüssigen Eruptivmasse verändert (Kontaktmetamorphose).

In Gangform können alle Massengesteine auftreten, sowohl Tiefengesteine als auch Ergussgesteine. Die von ihnen gebildeten Gänge heißen Gesteinsgänge. Dann erscheinen aber auch sehr oft in Gangform gewisse Mineralien, wie vor allem Quarz, Kalkspat, ferner auch Schwerspat, Flusspat. Oft sind Erze in diese Massen eingesprengt. Das sind die Mineralgänge, die ganz anderer Entstehung sind als die Gesteinsgänge. Das Material der Gesteinsgänge stammt aus den vulkanischen Herden in der Tiefe, das Material der nicht eruptiven Gänge dagegen meist von den benachbarten Gesteinen. Es wurde diesen durch cirkulierendes Wasser entnommen und dann im Gang wieder auskrystallisiert. Während die Gesteinsgänge sich auf einmal, gleichsam in einem Akt bildeten, entstehen die Mineralgänge allmählich; sie sind das Produkt einer Ablagerung, wie die Schichtgesteine und tragen dazwischen auch den Stempel dieser Entstehung in Form einer Art Schichtung an sich. Diese Schichtung ist aber nicht horizontal, sondern parallel den Wandungen

der Spalte, die der Gang ausfüllt. Zuerst setzte sich und zwar an beiden Wandungen eine Mineralschicht ab, dann eine zweite, eine dritte u. s. f., bis die Spalte ganz ausgefüllt war, vielleicht abgesehen von einzelnen Hohlräumen — Drusen — in der Mitte. Zu diesen Mineralgängen gehören die Erzgänge.

Gänge kommen sehr häufig vor. Besonders die Gesteinsgänge haben dazwischen eine ganz außerordentliche Ausdehnung. Sie markieren sich nicht selten oberflächlich in Form einer Mauer, die aus dem weichen umgebenden Gestein herausgewittert ist. Ein gewaltiger 25 *km* weit hinziehender, an 2 *m* mächtiger Basaltgang ist die «Teufelsmauer» in Böhmen, die vom Jeschken in südwestlicher Richtung über Berg und Thal bis zum Bösig zu verfolgen ist. Da der Basalt säulenförmig abgesondert ist und die Säulen horizontal liegen, macht diese mehrere Meter über ihre Umgebung herausragende Mauer stellenweise den Eindruck eines gewaltigen Haufens aus regelmäßig auf einander geschichtetem Brennholz. In Schottland findet sich am Loch Lomond und Loch Katrine ein Basaltgang von rund 100 *km* Länge und der Cleveland-Cockfield- und Armathwaite-Porphyrgang hat gar rund 150 *km* Länge. An der Ostküste von Aran laufen die mauerartig aus dem rothen Kohlensandstein hervortretenden schwarzen Basaltgänge zu Hunderten in Reih und Glied weit in die See hinaus. Ein Mineralgang (Quarz), der sich gleichfalls oberflächlich scharf markiert und sich auf 140 *km* verfolgen lässt, ist der «Pfahl» des bayrischen Waldes; bald ragt er als zackige Mauer bald als Klippenzug aus dem sanftgewellten Gneisgelände empor.

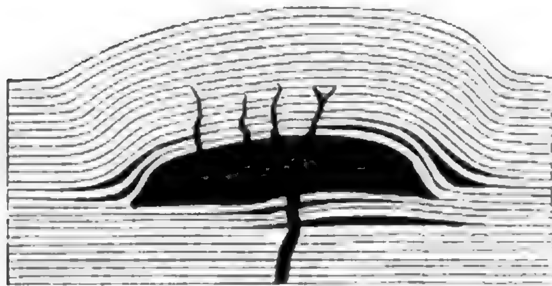
Den Gängen nahe stehen die Gangstöcke oder Stiele. Es sind das Gänge, die nicht Spalten, sondern röhrenförmige Schlote ausfüllen. Sie finden sich in vulkanischen Gegenden sehr häufig. Ein solcher aus der Erde emporragender Stiel aus Phonolith ist der Schreckenstein bei Aussig an der Elbe.

Die gangstockförmige Lagerung leitet von der gangförmigen über zur stockförmigen. Stöcke sind irreguläre Massen von Tiefengesteinen in durchgreifender Lagerung von oft bedeutenden Dimensionen. Meist ist ihr horizontaler Querschnitt rundlich oder elliptisch; doch zeigt er im Umriss viele Ein- und Ausbuchtungen. Auch ganz unregelmäßig gestaltete Stöcke kommen vor, dazwischen aber auch Stöcke, die sich der Gangform nähern. Nicht selten gehen von den Stöcken Gänge und Apophysen aus, die das anliegende Gestein durchbrechen. Die große Mehrzahl der Tiefengesteine tritt in Stockform auf, besonders der Granit, für den diese Lagerungsform typisch ist.

Der stockförmigen Lagerung verwandt ist die Lagerung in Form von Lakkolithen oder Kernen, wie Löwl sie nennen möchte. Mit dem Namen Lakkolith hat Gilbert brodlaibartige, unten mehr flache, oben mehr gewölbte Massen von Eruptivgesteinen bezeichnet, die von unten her auf Spalten oder Schloten emporstiegen und dann zwischen zwei

Schichten eingepresst wurden (Fig. 24). Man bezeichnet den Vorgang als Intrusion. Bei dieser Einpressung wurden die hangenden Schichten emporgewölbt, während das Liegende ungestört blieb. Das klassische Gebiet der Lakkolithe sind die Henry Mountains im Coloradogebiet, die von Gilbert eingehend untersucht wurden. Hier finden sich eine Reihe von Lakkolithen, aus Trachyt bestehend, die in ganz verschiedener Tiefe zwischen die Schichten eingetrieben wurden und letztere beulenartig emporwölbten. Zahlreiche Gänge gehen von den Lakkolithen nach oben in das Hangende; sie zeigen, dass dieses bei der Bildung der Lakkolithe schon vorhanden war und nicht etwa erst später zur Ablagerung kam. Die Intrusionsmassen sind z. T. sehr groß; die des Mount Hillers beträgt z. B. 40 *cbkm*. Auch Granit kommt in Intrusionen vor, so nach Broegger im Hortekollen bei Kristiania, nach Löwl im Kaiserwald bei Marienbad, ferner Tonalit nach dem gleichen Autor in der Gruppe der Rieserferner südlich der Tauern. Von den Stöcken unterscheiden sich die Lakkolithe durch ihre strenge Abhängigkeit von den Schichten des umgebenden Gesteins: sie sind immer zwischen zwei Schichten eingepresst, während die Stöcke sie einfach durchsetzen. Eine Abart der Lakkolithe stellen die Intrusivlager dar; auch sie sind Massen, die in Schichtfugen eingepresst wurden, aber nicht hoch geschwollen, sondern mehr flach ausgebreitet. Die vorhandenen Apophysen lassen sie leicht von den Decken (siehe unten) unterscheiden.

Fig. 24.



Lakkolith mit Gängen (nach Gilbert).

Gänge, Gangstöcke, Stöcke und Kerne (Lakkolithe) sind Gesteinsmassen, die erstarrten, ohne die Erdoberfläche zu erreichen; sie füllten Räume in der Erdkruste aus, sei es nun, dass sie sie als Hohlräume vorfanden, oder dass sie sich den Platz erst durch Verdrängung der Schichten eroberten wie die Kerne. Decken, Ströme und Kuppen sind dagegen Gesteinsmassen, die an der Erdoberfläche erstarrt sind.

Decken sind mächtige, ausgedehnte Ablagerungen von Ergussgesteinen, die sich auf der Erdoberfläche von einem Schlot oder Gang aus, aus dem sie emporstiegen, ausbreiteten. Sie liegen mehr oder weniger horizontal; ihre Unterfläche zeigt jedoch jene Unregelmäßigkeiten, wie sie einer Masse zukommen, die sich auf die uneben gestaltete Erdoberfläche auflegt, sich dabei deren Unebenheiten anschmiegend und die Vertiefungen ausfüllend. Ihre Oberfläche besitzt alle Erscheinungen einer geflossenen Lava, von denen wir später noch ausführlich zu handeln haben werden. Oft lagert sich eine Decke auf die andere auf; dadurch entstehen Erscheinungen, die an echte Schichtung erinnern. Wird vielleicht

später die Decke von jüngern Sedimenten zugeschüttet, so würde die Möglichkeit einer Verwechslung mit Intrusivlagern vorhanden sein, wenn nicht der Decke alle Apophysen fehlen würden, die die Intrusivlager begleiten.

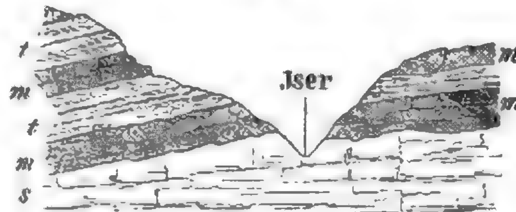
Decken von Ergussgesteinen haben dazwischen ganz riesenhafte Dimensionen. So nehmen in Dekan Basaltdecken volle 60000 *qkm* ein. Eine Quarzporphyrdecke zwischen Rochlitz, Döbeln, Oschatz und Taucha in Sachsen besitzt ein Areal von rund 1000 *qkm*. In einigen wenigen Fällen ist es gelungen, die Gänge oder Stiele aufzufinden, die die Spalten bezw. Schlote ausfüllen, auf denen die Ergussgesteine der Decken aus der Tiefe emporstiegen. So steht die Melaphyrdecke bei Zderetz am Fuß des Riesengebirges mit einem Melaphyrgang im Zusammenhang (Fig. 25), so die Basaltdecke bei Suinish Point auf Skye (Hebriden) mit mehreren Basaltgängen, so vor allem die berühmte Basaltdecke des Meissner in Hessen mit einem cylindrischen Basaltstiel von 100 *m* Durchmesser. Decken, die mit Schichtgesteinen wechsellagern, zeigt Fig. 26.

Fig. 25.



Melaphyrgang bei Zderetz, nach oben deckenförmig sich ausbreitend.

Fig. 26.



Durchschnitt des Iserthales bei Ober-Sitowa. *s* Sandstein des Rotliegenden, *m* Melaphyr in Decken, *t* Thonschiefer des Rotliegenden.

Die S t r ö m e unterscheiden sich von den Decken nur dadurch, dass sie nach einer Richtung eine vorwaltende Ausdehnung besitzen. Während die Decken besonders in Gebieten mit unbestimmter Neigung sich bilden, sind die Ströme an steilere Gefälle geknüpft: je stärker das Gefälle, desto schmaler der Strom. Beispiele bieten die Lavaströme der Vulkane.

Die k u p p e n f ö r m i g e L a g e r u n g tritt besonders bei Trachyten, Basalten und Phonolithen auf. Eine Kuppe ist eine Eruptivmasse, die kegelförmig, pyramidenförmig, dom- oder glockenförmig isoliert emporragt, ein sog. homogener Vulkan und zwar eine Quellkuppe. Die äußere Form ist ursprünglich und durch das Hervorquellen eines wenig flüssigen Magmas bedingt, das sich über dem Schlot domförmig aufstaute. Immer findet sich unter einer Quellkuppe ein Stiel, wenn er auch nur verhältnismäßig selten der Beobachtung zugänglich ist, wie z. B. bei der Basaltkuppe von Kirchen im Siegen'schen und bei der Porphyrkuppe des Burgbergs zwischen Freiberg und Frauenstein in Sachsen. Nicht selten erweitert sich der Stiel nach oben zu.

Beispiele solcher Quellkuppen sind häufig, wenn auch wohl noch heute manches Ausgehende eines Gangstockes, das infolge der Härte des Gesteines kuppenförmig über die Umgebung hinausragt, mit Unrecht als Quellkuppe gedeutet wird. Eine Trachytkuppe von wunderbar gleichmäßiger Glockenform ist der Puy Sarcouy bei Clermont in der Auvergne. Das Gestein zeigt eine bankförmige Absonderung parallel der Oberfläche der Kuppe. Eine nicht minder schöne Kuppe beschreibt Poulett Scrope von der Insel Bourbon. Ausgezeichnete Basaltkuppen zeigen die Eifel, der Westerwald, das böhmische Mittelgebirge; prächtige Phonolithkuppen das böhmische Mittelgebirge, die Lausitz und die Rhön. Wo Säulen bei diesen Kuppen auftreten, da stehen sie senkrecht auf der Oberfläche; sie liegen also wie die Scheite in einem Kohlenmeiler.

Wohl zu unterscheiden von den Quellkuppen sind kuppenförmige Berge, die als Überreste früher weit ausgedehnter Gesteinsdecken auftreten. Ihre Form ist nicht ursprünglich, sondern durch Verwitterung und Abspülung entstanden.

Die geschilderten Lagerungsformen der massigen Gesteine sind alle ursprünglich, d. h. entstanden bei der Bildung des Gesteins. Wie die Schichtgesteine können nun aber auch die massigen nachträglich von Dislokationen ergriffen, verworfen oder gefaltet worden sein. So fasst man z. B. neuerdings die Granitmassen der Centralmassive der Faltengebirge teilweise als gefaltete Granitstöcke auf.

Die Strukturtypen des Landes. Wir haben die verschiedenen Lagerungsformen der Gesteine der Erdrinde kennen gelernt. Absolut streng geographisch geschieden ist das Auftreten dieser Lagerungsformen nicht; aber in der großen Zahl der Fälle lässt sich doch unschwer entscheiden, ob ein Land diese oder jene Strukturform aufweist. Dementsprechend hat Penck im ganzen 6 Strukturtypen des Landes aufgestellt:

1. Das Neuland, das man vielleicht besser als das ungestörte Land bezeichnen könnte. Die Schichten lagern vollkommen ungestört, meist horizontal oder schwach geneigt; sie befinden sich noch am Ort ihrer Entstehung. Hierher gehören die Ebenen, die von großen Flüssen aufgeschüttet wurden, wie die Poebene, die Gangesebene.

2. Das Verbiegungsland. Dieses hat nur ganz schwache Verbiegungen in Form von Geosynklinalen und Geoantiklinalen erlitten. Ein Beispiel bietet die Mississippiebene.

3. Das Schollenland. Echte Verwerfungen und untergeordnet Flexuren haben die verschiedenen Schollen dislociert. Ein typisches Beispiel bietet das Coloradogebiet.

4. Das Faltenland. Die Falte beherrscht die Struktur. Doch zeigen sich auch Verwerfungen, besonders Blätter und Überschiebungen. Hierher gehören die meisten großen Kettengebirge der Erde, wie der Himalaja, der Hindukusch, der Kaukasus, die Alpen, der Appenin u. s. w.

5. Das Ergussland oder das vulkanische Land wird zusammengesetzt von Laven in Form von Decken oder Strömen und Quellkuppen, sowie von vulkanischen Tuffen. Beispiele: die Auvergne, die Eifel, die Vulkangebiete Italiens.

6. Das Intrusivland. Gänge, Stöcke und Lakkolithe bilden die charakteristischen Merkmale dieser Gebiete. Ganz rein tritt uns dieser Typus im Gebiet der Henry Mountains in den Vereinigten Staaten entgegen.

Alter und Geschichte der Gesteine der Erdrinde.

(Stratigraphie.)

Die Weltgeschichte reiht die Thaten der Menschen aneinander und zeigt daran, wie der Menschengeist sich in der Zeit entwickelte. In ähnlicher Weise verfährt die historische Geologie. Sie lehrt uns die allmähliche Entwicklung und Fortbildung der Erdrinde und ihrer Bewohner im Verlaufe undenkbar langer Zeiträume von den ersten Stadien ihres Entstehens bis zu ihrer jetzigen Gestaltung. Die steinerne Denkschrift, in der die Geschichte dieser Entwicklung niedergelegt ist, sind die verschiedenen Schichten und Schichtsysteme oder Formationen der Erde in der chronologischen Aufeinanderfolge ihrer Bildung von den ältesten angefangen bis zu den jüngsten, mit den Resten von Tieren und Pflanzen, welche sie als Versteinerungen einschliessen.

Aufgabe der historischen Geologie ist die Schilderung dieser Schichten nach ihrem petrographischen und paläontologischen Inhalt und die Bestimmung ihres Alters. Denjenigen Teil der historischen Geologie, der sich mit der Beschreibung der Schichten in ihrer relativen Altersfolge beschäftigt, nennt man Stratigraphie, und jenen, der sich mit dem systematischen Studium der ausgestorbenen Pflanzen und Tiere beschäftigt, Paläontologie.

Die Bestimmung des Alters der Gesteine. Eine absolute Bestimmung des Alters eines Gesteines ist fast nie möglich; man vermag nicht anzugeben, wie viele Jahre seit seiner Bildung verflossen sind. Der Geologe muss sich darauf beschränken, das relative Alter zu erkennen, festzustellen, dass dieses Gestein jünger ist als jenes und älter als ein drittes. Er kann das aus den Lagerungsverhältnissen entnehmen. Bei durchgreifender Lagerung gilt die Regel, dass das durchgreifende Gestein z. B. ein Gang jünger ist, als alle Gebirgsglieder, die durchsetzt werden. Bei geschichteten Gesteinen in normaler, d. h. nicht überkippter oder überschobener Lagerung giebt die Auflagerung das Kriterium für das gegenseitige Alter ab: jede Schicht kann erst nach ihrer liegenden

Schicht abgesetzt worden sein, sie ist also jünger als ihr Liegendes und älter als ihr Hangendes.

Dieses einfache, selbstverständliche Gesetz bildet die Grundlage der gesamten Stratigraphie. Darnach lässt sich bei normaler Lagerung in einem Steinbruch oder an den nakten Gehängen eines Thales leicht das relative Alter der Schichten bestimmen. Wenn es aber gilt, das an einem Ort Gewonnene mit dem an einem andern Ort Gefundenen in Verbindung zu bringen, bis zu dem die Schichten nicht direkt verfolgt werden können, so versagt dieses einfachste Hilfsmittel. Bei kurzen Unterbrechungen kann zwar oft der petrographische Charakter der Schichten deren Identificierung ermöglichen; auf größere Entfernungen geht das aber nicht mehr. Denn der Gesteinscharakter kann sich innerhalb derselben Schicht ändern. Das zeigt sich nicht selten beim Verfolgen einer Schicht selbst auf kürzere Strecken hin. So kann ein Sandstein seitwärts in einen Mergel und dieser in einen Kalkstein übergehen; trotz ihrer Verschiedenheiten sind alle drei gleich alt, weil sie gleichzeitig entstanden sind.

So ist man nicht berechtigt, aus petrographischen Differenzen auf Altersunterschiede zu schließen. Andererseits giebt aber auch petrographische Gleichheit keine Gewähr für Gleichaltrigkeit; denn es haben sich zu allen Zeiten allemöglichen sedimentären Gesteine gebildet, sodass es Sandsteine, Schiefer, Mergel, Kalksteine u. s. w. des verschiedensten Alters giebt, die einander oft zum Verwechseln ähnlich sehen. So wäre es denn überall da nicht möglich, das gegenseitige Alter der Schichten richtig zu bestimmen, wo man eine direkte Überlagerung nicht beobachten kann, oder wo in der regelmäßigen Aufeinanderfolge sich Lücken finden, wenn nicht die in den Schichten enthaltenen Versteinerungen dem Geologen zu Hilfe kommen würden.

Die Untersuchung des Inhalts der Gesteine an Versteinerungen hat gezeigt, dass diese als ein weit beständigeres Merkmal eine Schichtgruppe vor ihren liegenden und hangenden Schichten auszeichnen als petrographische Eigenschaften. Nicht regellos zerstreut liegen die verschiedenen Formen der untergegangenen Tier- und Pflanzenwelt durch- und nebeneinander, sondern jede Schicht hat ihre besonderen Pflanzen- und Tierformen, wie sie in jener Zeitperiode, in welcher die Schicht gebildet wurde, lebten. Die Lebewelt der geologischen Vergangenheit unterscheidet sich deutlich von der heutigen, und je mehr wir zurückgehen, umsomehr steigern sich die Unterschiede. Im allgemeinen beweisen daher identische Versteinerungen auch die Gleichaltrigkeit (Äquivalenz) der sie umschließenden Schichten und, da jede Formation die Ablagerungen einer längeren Periode in der Entwicklung der Erde umfasst, während der sich eine Flora und Fauna von einem bestimmten Gepräge über die Erdoberfläche verbreitet hatte, so lassen sich sämtliche oft sehr zahlreiche und mannigfaltige Schichten einer Formation durch eine gewisse Ähnlichkeit ihrer fossilen Reste erkennen; mit anderen Worten: die

Fauna und Flora jeder einzelnen Formation hat einen bestimmten Typus, durch welchen sie sich, auch abgesehen von der Verschiedenheit der einzelnen Arten, im ganzen wesentlich von der Fauna und Flora der anderen Formationen unterscheidet. Die Petrefakten sind also bezeichnend und zum größeren Teile leitend (Leitfossilien) für die einzelnen Formationen und Schichten. «An ihnen erkennt der Geognost das Alter der Schichte, wie der Architekt am Baustil einer Kirche das Jahrhundert erkennt, in welchem die Kirche gebaut wurde, oder wie eine Münze, ein Schwert oder Speer als Beigabe in einem Grabe die Zeit und das Volk erkennen lässt, das hier seine Toten bestattet hat.» Man hat deshalb die Petrefakten mit Recht die «Denkmünzen der Schöpfung» genannt.*)

Wenn man in dieser Weise aus der Identität der Versteinerungen auf die Gleichaltrigkeit der Schichten schließen muss, die sie enthalten, so darf man doch nicht umgekehrt in dem Fehlen der Identität sofort einen Beweis für ein verschiedenes Alter sehen. Auch heute leben auf der Erde unter verschiedenen äußern Bedingungen ganz verschiedene Organismen. Andere Tier- und Pflanzenformen treten uns in der Tiefe des Meeres, andere in der Flachsee oder an der Küste, im Brackwasser an der Mündung der Flüsse oder im Süßwasser der Flüsse und Seeen, wieder andere endlich auf dem Lande entgegen. Das war auch in der geologischen Vergangenheit nicht anders. Die Lebewelt wies unter den verschiedenen Bedingungen ein verschiedenes Gesicht — eine verschiedene Facies auf. Man spricht daher von einer Tiefseefacies, einer Strandfacies, einer Korallenfacies, einer Mergelfacies, einer Sandsteinfacies, einer Dolomitfacies u. s. w. einer Schichtgruppe und versteht darunter Ablagerungen mit ihren Fossilien, die gleichzeitig, aber unter verschiedenen Verhältnissen entstanden und daher Unterschiede aufweisen, sei es im Gesteinscharakter, sei es in ihrem paläontologischen Inhalt und oft in beiden gleichzeitig. Es liegt auf der Hand, dass die verschiedenen Facieserscheinungen das Wiedererkennen zeitlich äquivalenter Bildungen erschweren, und dass umgekehrt übereinstimmende Facies dazu verleiten kann, ungleichaltrige Gebilde für gleichaltrig zu halten.

Ein treffliches Beispiel für die Faciesverschiedenheiten bieten die Tertiärbildungen des Wiener Beckens, wo nebeneinander Thone, Sande und mächtige Kalkmassen auftreten. Man schrieb ihnen ein verschiedenes Alter zu, bis Suess zeigte, dass sie gleichzeitig entstanden sind, die Thone als Absatz in tiefem Wasser, die Sande an der Küste, die Kalke als Bildungen kalkabsetzender Algen und Korallen.

Ein anderer Umstand, der die Parallelisierung der Schichten verschiedener Gegenden sehr erschwert, ist die Verschiedenartigkeit des

---

*) Der erste, welcher die Formationen und Schichten nach den in ihnen eingebetteten Fossilien unterschied und bestimmte, war der englische Geologe William Smith (1769—1839); er wird daher mit Recht der Vater der stratigraphischen Geologie genannt.

Pflanzen- und Tierkleides der Erde in von einander getrennten Räumen. Man unterscheidet heute verschiedene Florenreiche und Faunengebiete, die oft durch scharfe Grenzen, auf dem Festland durch hohe Gebirge oder durch tiefeindringende Meere, im Meer durch Landbrücken oder Kontinente von einander getrennt sind. So wird z. B. das Rote Meer von einer Fauna bewohnt, die genau der des indischen Oceans entspricht und sich von der des Mittelmeeres unterscheidet, obwohl beide Meere nur durch die schmale Landenge von Suez getrennt sind. Auch aus der geologischen Vergangenheit ist ähnliches bekannt; auch da gab es geographisch scharf umgrenzte Floren- und Faunengebiete, sowohl auf dem Land, als auch im Meer. Dabei lagen die Grenzen dieser sog. geologischen Provinzen zu verschiedenen Zeiten ganz verschieden. Fortwährend kamen Veränderungen und Verschiebungen vor, sodass eine Grenze verwischt wurde, während an anderer Stelle vielleicht ein neues Hindernis entstand und damit die Ausbildung einer neuen Grenze angebahnt wurde. Doch darf man diese Erscheinung nicht überschätzen. Im freien offnen Ocean haben wir heute ein Gebiet vor uns, dessen Lebewelt im großen und ganzen überall merkwürdig gleichförmig ist. Unterhalb einer Tiefe von 500 Faden verschwinden sogar zum Teil die Unterschiede der klimatischen Zonen. Nicht anders ist es auch früher gewesen; jene Gliederung in Provinzen tritt daher in den rein oceanischen Bildungen mehr zurück.

Auf alles das hat der Stratigraph Rücksicht zu nehmen; mühelos und einfach ist seine Arbeit daher wahrhaftig nicht, und erst ein eingehendes Studium des paläontologischen Inhalts der Schichten verschiedener Facies und verschiedener geologischer Provinzen, verbunden mit einer sorgfältigen Beachtung der sich aus der Auflagerung an verschiedenen Örtlichkeiten ergebenden Fingerzeige führt ihn zu einer richtigen Parallelisierung. So ist es heute zu einem guten Teil gelungen, die Schichten weit entfernter Gebiete einigermaßen in Systeme zu bringen und ihr relatives Alter wenigstens im großen zu bestimmen. Man weiß ungefähr, welche Ablagerungen sich zur Kreidezeit, in der Trias u. s. w. an weit von einander entfernten Punkten der Erde bildeten. Freilich sobald man mehr in Einzelheiten eintreten will und versucht, die Unterabteilungen dieser Gruppen mit einander in Verbindung zu bringen, einzelne Horizonte durchzuverfolgen, so stößt man nur zu oft auf unüberwindliche Schwierigkeiten. Zwischen den verschiedenen Gelehrten ergeben sich da oft weitgehende Differenzen. Hier ist noch außerordentlich viel zu thun, ehe wir an die Grenzen dessen gekommen sein werden, was wir erreichen können. Eine absolute Parallelisierung in allen Einzelnheiten wird sich freilich überhaupt nie durchführen lassen, weil die paläontologische Methode sie gar nicht gestattet.

Katastrophismus und Evolutionstheorie. Die ersten Bestimmungen des relativen Alters der Schichten erfolgten auf dem Boden Mittel- und Westeuropas, also auf einem eng umgrenzten Gebiet, das nur einen

verschwindenden Bruchteil der Oberfläche darstellt. Die zeitlichen Grenzen der Formationen wurden so gelegt, wie es sich auf diesem beschränkten Stück Land ergab. Sie entsprachen thatsächlich wichtigen Wendepunkten in der Geschichte jener Gebiete, durchgreifenden Veränderungen, die sich z. T. durch eine Lücke in den Schichten, z. T. durch einen Facieswechsel äußern. Man glaubte einen Sprung an der Grenze je zweier Formationen erkennen zu können, der sich paläontologisch durch das Auftreten ganz neuer Organismen, geographisch durch eine Umsetzung von Wasser und Land und von hoch und niedrig äußern sollte. Zusammenstürze von mächtigen Gebirgen und Neubildungen von solchen, vulkanische Ausbrüche, Einstürze von Meeresbecken sollten jene Wendepunkte markieren. Periodisch sollten diese Störungen im Gleichgewicht zwischen Starrem und Flüssigem eintreten, gleichsam ein Paroxismus den Erdball befallen und ihn in allen seinen Gliedern zucken lassen. Diese gewaltigen Katastrophen, so glaubte man, führten jeweilen zu einer vollkommenen Vernichtung des Lebens auf der Erdoberfläche, worauf dann zu Beginn der neuen Periode eine Neuschaffung folgen sollte. Hauptvertreter dieser Anschauungen waren in Deutschland Leopold von Buch und Alexander von Humboldt, in Frankreich George Cuvier, Elie de Beaumont und Alcide d'Orbigny, in England Sir Roderick Murchison.

Als aber die geologische Forschung auf ferner gelegene Gebiete übergriff, da ergaben sich Resultate, die sich nicht gut mit der Katastrophentheorie und der scharfen Scheidung der Formationen in Einklang bringen ließen. An Stellen, wo in der Schichtfolge Mitteleuropas ein Bruch beobachtet worden war und wo man daher eine wichtige Formationsgrenze hingelegt hatte, fand sich in anderen Gebieten eine kontinuierliche Schichtserie. Während z. B. in Mitteleuropa die Grenzen zwischen der Kreide- und Juraformation und desgleichen zwischen Jura- und Triasformation an Schärfe nichts zu wünschen übrig ließen, zeigte sich, dass sie schon in den Alpen ganz verschwommen sind. Noch deutlicher drängt sich die große Verschiedenheit der Lage der Grenzen von Ort zu Ort auf, wenn man in die neue Welt hinübergeht.

So kam man zur Erkenntnis, dass jene Katastrophen nie die Gesamtheit der Erdoberfläche, sondern immer nur kleine Teile derselben betroffen haben, während in der weiteren Nachbarschaft eine ruhige Entwicklung Platz griff. Ja, die Auffassung der Katastrophen selbst, wie sie die alte Schule lehrte, änderte sich vollkommen. Sir Charles Lyell wurde der Begründer der modernen geologischen Schule, die sich zur Aufgabe setzt, selbst die größten Veränderungen, die an der Erdoberfläche im Laufe der Zeiten vor sich gegangen sind, durch die jetzt noch wirkenden unscheinbaren, aber mit der Zeit die großartigsten Endresultate hervorbringenden Kräfte der Natur zu erklären. Die Geschichte der Erde ist nach der neuern Anschauung eine allmähliche, ruhige, friedliche, nur selten durch örtlich beschränkte Katastrophen unterbrochene

Entwicklung. «Der Puls im Leben der Erde hat von Anbeginn ungefähr denselben Takt geschlagen wie heute.» So ist an Stelle der Revolutionstheorie die Evolutionstheorie getreten, die in der heutigen Erdoberfläche das Resultat einer langen geographischen Entwicklung erblickt.

Eine ebenso durchgreifende Reformation mussten sich die Anschauungen über die Lebewelt der Formationen, ihre plötzliche Vernichtung und Neuschöpfung gefallen lassen. Den Geologen der alten Schule stand es fest, dass jede fossile Form immer nur einer Formation angehören sollte; nie sollten gleiche Fossilien in verschiedenaltrigen Formationen auftreten. Zwischen den Lebewesen verschiedener Formationen sollte jegliches Band fehlen. Das Erscheinen neuer Formen konnte man sich daher nur durch eine Neuschöpfung erklären. Obwohl schon im Anfang unseres Jahrhunderts sich J. Lamarck und Geoffroy St. Hilaire gegen die Unveränderlichkeit der Arten ausgesprochen hatten, hielt man doch daran fest. Erst Darwin hat diese alte Anschauung endgiltig vernichtet, indem er die Lehre einer allmählichen Entstehung der Arten zur Geltung brachte. Die organische Welt erscheint als eine stufenweise Entwicklungsreihe, in der die späteren Formen aus den früheren durch allmähliche Umwandlung (Transmutation) im Laufe langer Zeiträume hervorgehen. Die geologische Altersfolge der Pflanzen und Tiere läuft parallel mit ihrer Genealogie. An einer solchen allmählichen Entwicklung durch Transmutation zweifelt heute Niemand mehr. Nur über die Triebfeder dieser Entwicklung herrscht Meinungsverschiedenheit; Darwins Lehre von der natürlichen Zuchtwahl ist keineswegs allgemein anerkannt, obwohl sie manches für sich hat. So ist auch auf dem Gebiet der Paläontologie der Revolutionstheorie die Evolutionstheorie gefolgt.

Die geographische und die paläontologische Entwicklung vollzieht sich auf der ganzen Erdoberfläche; dabei ist die Richtung der paläontologischen Entwicklung überall die gleiche: es ist ein Vorwärts, für das es kein Rückwärts giebt. Wohl treten in einzelnen Formationen inmitten moderner Formen altertümliche auf. Diese entstanden aber nie neu aus modernen Formen, also als Rückbildungen, sondern sie sind nur zurückgebliebene Bildungen. Das ist für die Altersbestimmung der Schichten von großer Bedeutung. Eine neue Schwierigkeit hat sich aber gerade aus der Entwicklungslehre für die Stratigraphie ergeben. Die Entwicklung vollzieht sich in verschiedenen Gegenden verschieden rasch. So leben z. B. in Australien heute Säugetiere, die grundverschieden sind von denen der übrigen Welt. Wir müssen in der Schichtserie Europas bis ins Tertiär, ja bis ins Kreidesystem zurückgehen, um deren nahe Verwandte zu finden. Paläontologisch könnte man also geneigt sein, die heutige altertümliche Fauna Australiens, wenn man sie einst fossil findet, für älter zu halten, als die moderne Europas und Asiens und sie etwa dem Tertiär oder der Kreide zuzurechnen, während die europäisch-asiatische für posttertiär gelten müsste, und doch sind beide gleichaltrig.

Auch aus der geologischen Vergangenheit ist ähnliches bekannt. Die hervorragendste Erscheinung dieser Art ist wohl das so sehr frühe Auftreten der sogenannten Glossopterisflora der Gebiete am indischen Ocean, die ihrem ganzen Charakter nach der Flora der europäischen Trias entspricht, trotzdem aber in Australien und Indien der Steinkohlenperiode angehört. Es bestand damals das umgekehrte Verhältnis wie heute: Europa trug in der Steinkohlenperiode ein altertümliches, Australien ein überaus neumodisches Pflanzenkleid. Auf dem Land dürften solche Erscheinungen vielleicht häufiger vorgekommen sein, als man glaubt. Allein im Meer handelt es sich nie um die ganze Fauna, sondern nur um einzelne Arten, die in der einen Gegend etwas früher erscheinen als in der andern. Im allgemeinen zeigen gerade die rein marinen, pelagischen Schichten, dass die Veränderung der Organismen überall nahezu gleichzeitig erfolgte. Es ist das ein Beweis dafür, dass die Verbreitung neu entstandener Arten im Ocean sehr rasch vor sich geht. Unter solchen Umständen ist es begreiflich, dass gerade die Fossilien der rein oceanischen Ablagerungen für die Altersbestimmung der Gesteine von besonders großer Wichtigkeit sind.

Die Gliederung der Schichten in Systeme oder Formationen. Die gesamte Schichtserie der Erde ist durch allmähliche Entwicklung entstanden. Scharfe Grenzen lassen sich fast nirgends über die ganze Erde hin verfolgen. Wo sie auftreten, haben sie nur eine mehr lokale Bedeutung. Daraus ergiebt sich die große Schwierigkeit, mit der eine natürliche Einteilung der Schichten und der Erdgeschichte zu kämpfen hat. Nichtsdestoweniger ist eine solche aus didaktischen Gründen notwendig. Man hat sie durchgeführt, indem man die Bildungen der Perioden zusammenfasste, in denen sich das Pflanzen- und Tierkleid großer Teile der Erde durch ganz bestimmte, früher und später nicht mehr in analoger Weise vorhandene Merkmale auszeichnete. Dabei ergab sich von selbst, dass der Hauptnachdruck auf der Gliederung der Schichten Europas lag, da diese am besten bekannt sind. Mit gewissen Vorbehalten, betreffend die genauen Grenzen, lässt sich auch die hier gewonnene Einteilung recht gut rechtfertigen.

Überall hat es sich gezeigt, dass demjenigen Teil der Erdgeschichte, dessen Begebenheiten wir aus den Fossilfunden enträtseln können, eine Zeit voraus ging, aus der uns keine Reste von Organismen überkommen sind; es ist das archäische Zeitalter. Man könnte es mit der vorgeschichtlichen Periode des Menschengeschlechts vergleichen. Wie dann die Geschichte der Menschheit in ein Altertum, ein Mittelalter und eine Neuzeit eingeteilt wird, so teilt man auch den Abschnitt der geologischen Vergangenheit, von dem wir durch Fossilien Kunde haben, in 3 große Zeitalter ein: Das Zeitalter der altertümlichen Pflanzen und Tiere oder das paläozoische Zeitalter (Aera), das Zeitalter der mittelalterlichen Pflanzen und Tiere oder das mesozoische Zeitalter und das Zeitalter der neuzeitlichen Pflanzen

und Tiere oder das känozoische Zeitalter. In jedem dieser Zeitalter werden noch einzelne Unterabteilungen — Perioden — unterschieden. So gelangt man zu folgender Chronologie:

I. Archäisches Zeitalter.
II. Paläozoisches Zeitalter.
1. Kambrische Periode.
2. Silur-Periode.
3. Devon-Periode.
4. Steinkohlen-Periode.
5. Perm-Periode.
III. Mesozoisches Zeitalter.
6. Trias-Periode.
7. Jura-Periode.
8. Kreide-Periode.
IV. Känozoisches Zeitalter.
9. Tertiär-Periode.
10. Quartär-Periode.

Die Gesteine, die sich in einem Zeitalter bildeten, werden als Gesteinsgruppe zusammengefasst, die Gesteine einer Periode dagegen als System. Man spricht z. B. von der paläozoischen Gesteinsgruppe und vom Silur- oder Devonsystem.*) Eine jede der Perioden wird noch in Epochen zerlegt; die Schichten einer Epoche werden als Stufen bezeichnet.

Wir treten nunmehr in eine ganz kurze Schilderung der einzelnen Gruppen und Systeme ein.

I. Die archäische Gesteinsgruppe.

Wo immer man an der Erdoberfläche von den jüngeren Schichten zu den älteren und tiefer liegenden Formationen vordringt, sei es im Berg- oder Hügelland, im Mittel- oder Hochgebirge, allenthalben trifft man auf krystallinische Silikatgesteine als Grundlage aller Sedimente, die deutliche organische Reste einschließen. Diese fossilfreien ältesten Schichten werden als archäische Gesteinsgruppe bezeichnet. Sie bestehen hauptsächlich aus krystallinischen Schiefern, vor allem aus Gneis, Glimmerschiefer und Phyllit, mit untergeordneten Massen von körnigem Kalk und vielen Graniten, Syeniten und Porphyren; sie bilden das Grundgebirge der Erde.

Wie schon gesagt, unterscheiden sich die Schichten der archäischen Gesteinsgruppe von allen jüngeren Formationen ganz allgemein durch das völlige Fehlen jeglicher Fossilien. Bis heute ist keine einzige sichere Spur davon in ihnen gefunden worden, obwohl manches dafür spricht,

*) Diese Terminologie ist vom internationalen Geologenkongress zu Bologna festgesetzt worden. Früher gebrauchte man für System im Deutschen das Wort Formation. Auch heute werden noch beide Worte nebeneinander benutzt; es wird wohl auch dabei bleiben.

dass schon damals Organismen auf der Erde lebten, so das Auftreten von Kohlenstoff in Graphitlagern. Vor einigen Jahrzehnten glaubte man allerdings in eigentümlichen, in den archäischen Schichten Amerikas entdeckten Gebilden ein Fossil vor sich zu haben — das sogenannte *Eozoon canadense;* allein es ergab sich, dass man es hier doch nur mit anorganischen Bildungen zu thun hat. Nicht anders steht es um Funde, die kürzlich in vorkambrischen Kieselschiefern der Bretagne inmitten von Phylliten gemacht wurden. Cayeux glaubte hier Spongiennadeln und Kieselskelette von Radiolarien von sehr kleinen Dimensionen, aber äußerst mannigfacher Gestaltung erkennen zu können, wurde aber jüngst (1896) von Rauff widerlegt. Auch hier handelt es sich um anorganische Bildungen. So gilt noch immer der Grundsatz, dass die archäischen Schichten fossilfrei, azoisch sind.

Ein zweites Merkmal der archäischen Schichten ist die krystallinische Natur der Gesteine. Zwar hat man in der letzten Zeit krystallinische Schiefer kennen gelernt, die Fossilien führen und jünger sind als die archäische Gesteinsgruppe. Allein diese jungen krystallinischen Schiefer, für die man eine Entstehung aus klastischen Gesteinen durch Druck annimmt, sind so wenig ausgedehnt, dass auch heute noch die Begriffe der archäischen Gesteinsgruppe und der krystallinischen Schiefer einander zum größeren Teil decken.

Trotz der Verschiedenartigkeit der sie zusammensetzenden Gesteine und trotz mannigfaltiger Wechsellagerung lässt sich in der Aufeinanderfolge der Gesteine der archäischen Gruppe eine gewisse Gesetzmäßigkeit erkennen: Die tiefsten Schichten bestehen vorwaltend aus Gneis, die mittleren aus Glimmerschiefer und die höchsten aus Urthonschiefer oder Phyllit. Doch darf man keineswegs die drei Abteilungen auf der ganzen Erde parallelisieren und in ihnen etwa drei ganz allgemeine Systeme erblicken.

Die Schichten folgen nicht immer konkordant übereinander; häufig lässt sich eine Diskordanz beobachten. Charakteristisch ist, dass die Schichten nirgends auf größere Entfernungen hin horizontal liegen; immer sind sie mehr oder minder steil aufgerichtet und aufs mannigfaltigste zusammen mit den sie durchsetzenden alten Eruptivgesteinen gefaltet, gewunden und zerbrochen. Spalten und Klüfte durchziehen sie daher nach allen Richtungen.

Wo die Schichten vollständig entwickelt sind, erreichen sie eine außerordentliche Mächtigkeit. Diese gewaltige Mächtigkeit, wie sie keiner anderen Gesteinsgruppe eigen ist, lässt die Länge der Zeit ahnen, die zu ihrer Bildung nötig war.

Ausgedehnt ist die Verbreitung der archäischen Schichten. Kaum eine Formation nimmt so weite Flächen auf der Erdoberfläche ein wie sie. Sie setzen weite Areale in Centralafrika, in China, in Brasilien und in Canada zusammen, ebenso in Australien. In Europa spielen sie besonders im Nordwesten und Norden eine große Rolle (Schottland, Skandinavien,

Finnland); sie treten aber auch im Schwarzwald, in Sachsen, im Böhmerwald u. s. w. auf. Man bezeichnet solche mehr oder minder ausgedehnte Vorkommnisse von archäischen Schichten im Flachland und Hügelland als Massive. Außerdem aber zeigen sie sich häufig in den centralen Teilen älterer und jüngerer Kettengebirge. Sie sind hier ebenso wie auch bei der Mehrzahl der Massive, dadurch an die Oberfläche gebracht worden, dass die jüngern Schichten, die auf ihnen ruhten, abgetragen wurden. Ihr Vorkommen in den Kettengebirgen ist allerdings etwas weniger häufig, als man noch vor kurzem annahm; denn für manche krystallinische Schiefer ist gerade hier in den letzten Jahren eine Entstehung durch Druck (Dynamometamorphose) aus paläozoischen Sedimenten oder aus Eruptivgesteinen dargethan worden.

II. Die paläozoische Gesteinsgruppe.

Über den Schichten der archäischen Gesteinsgruppe folgen die der paläozoischen, an manchen Orten ohne scharfe Grenze: die krystallinische Natur der archäischen Schiefer tritt nach oben hin immer mehr zurück und sie gehen schließlich in gewöhnliche sedimentäre, fossilienführende Thonschiefer über. Außer den Thonschiefern spielen in der paläozoischen Gesteinsgruppe besonders Grauwacken, Sandsteine, Konglomerate, verschiedene Kalke und Kalkmergel, endlich in gewissen Schichten Steinkohlen eine große Rolle. Dazu gesellen sich die verschiedenen ältern Eruptivgesteine.

Die Mächtigkeit der paläozoischen Gesteinsgruppe ist sehr bedeutend. In Nordwest-, Mittel- und Südeuropa, ebenso in den meisten außereuropäischen Verbreitungsgebieten sind die Schichten stark aufgerichtet, gefaltet und verworfen. Im Norden und Nordosten Europas und teilweise im Osten Nordamerikas haben sie dagegen noch eine flache Lage behalten.

In den paläozoischen Sedimentgesteinen finden wir die ersten sichern Spuren des Lebens, eine Gesellschaft von Tieren und Pflanzen von ganz fremdartigem Charakter. Noch gab es keine Pflanzen mit Blüten; keine Laubbäume, sondern gigantische Schachtelhalme, Baumfarne, riesenhafte Bärlappgewächse, untergeordnet auch Nadelhölzer und Sagopalmen setzten die Wälder zusammen. Vögel und Säugetiere fehlten ganz. Insekten waren vorhanden, ebenso Spinnen und Skorpione.

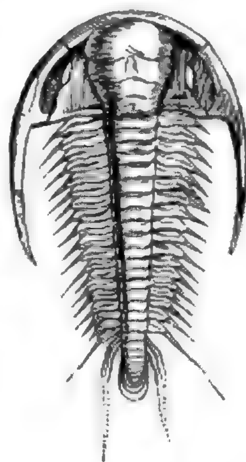
Im Wasser lebten einige Reptilien und zahlreiche Amphibien, die höchst organisierten Wesen der damaligen Zeit. Unter den Fischen fehlten die Knochenfische, denen die Mehrzahl der heute lebenden Formen angehört; dafür traten Ganoide (Schmelzschupper), Panzerfische (mit Panzern aus Knochentafeln) und Haifische in großer Zahl auf. Fremdartige Krebstiere, Kopffüßler, Schnecken, Muscheln, Armfüßler, Stachelhäuter belebten das Meer, auf dessen Boden Korallen Riffbauten aufführten. Diese Organismen sind freilich nicht aus allen paläozoischen Schichten bekannt. Vielmehr trifft man Amphibien und Reptilien, Spinnen

und Insekten, ebenso Landpflanzen und Fische nur oder fast nur in den jüngern Schichten. Aber auch die niederen Meerestiere treten in den älteren Schichten an Zahl der Arten zurück, so dass wir in den ältesten Ablagerungen nur eine einförmige, arme Lebewelt finden. .

Nach den eingeschlossenen Fossilien hat man die gesamte paläozoische Gesteinsgruppe in 5 Systeme eingeteilt: 1. das kambrische System, 2. das silurische System, 3. das devonische System, 4. das karbonische System oder Steinkohlensystem, 5. das permische System.*)

1. Das Kambrische System, so genannt nach der Landschaft Cambria d. i. Wales, umfasst die ältesten fossilienführenden Ablagerungen, bestehend aus Thonschiefern, Sandsteinen, Konglomeraten, Grauwacken, hier und da auch Kalken. Die Ablagerungen enthalten eine Fauna, die überall, wo man sie auch trifft, merkwürdig gleichartig zusammengesetzt ist. Die wichtigste Rolle spielen in ihr die Trilobiten, eine gänzlich der paläozoischen Zeit angehörende Familie der Krebse (Fig. 27), daneben auch gewisse Brachiopoden. So dürftig die kambrische Fauna ist, was die Zahl der Arten anbetrifft, so ist sie doch noch immer viel zu reich, als dass man sie als die allerälteste, als die Urfauna ansehen könnte; sie ist nur die älteste, die wir kennen. Schon die verhältnismäßig große Zahl von Tiergruppen, die Vertreter haben, weist darauf hin, dass ältere Faunen vorangegangen sein müssen.

Fig. 27.



Parodoxides, ein kambrischer Trilobit.

Von der Gestaltung der Erdoberfläche während der kambrischen Periode können wir uns nur schwer eine Vorstellung machen. Den Mangel an kalkabsondernden Organismen und das Auftreten von blinden und von sehr großäugigen Tieren, wie sie heute in der Tiefsee gefunden werden, hat man als Beweis für die Existenz sehr tiefer Meere gedeutet. Allein heute ist man davon zurückgekommen und sieht gerade in den kambrischen Schichten die Niederschläge seichter Meere. Es hat sich an manchen Stellen direkt eine Strandfacies erkennen lassen mit groben Konglomeraten und Sandsteinen, die gleichwohl jene blinden Tiere enthält. Auch die zahlreichen Thonschiefer sprechen für die Nähe des Landes; denn nur von einem solchen kann der Schlamm stammen, der sie zusammensetzt. Dieser vollkommene Frontwechsel, der sich in verhältnismäßig kurzer Zeit vollzog, zeigt, wie wenig wir eigentlich noch wissen. Aller Wahrscheinlichkeit nach bestand im nördlichen atlantischen Ocean ein Festland, dem noch das Gebiet der heutigen Hebriden und Lofoten angehörte; östlich davon lag die Grenze des Meeres, das sonach mehr oder minder das ganze Europa bedeckte.

*) Wir citieren als ausgezeichnete ausführliche Formationslehre hier: M. Neumayr, Erdgeschichte. Bd. II. 2te Auflage, bearbeitet von V. Uhlig. Leipzig 1895.

2. Das silurische System hat seinen Namen von dem alten britischen Volksstamm der Silurer. Petrographisch zeichnet es sich vor dem Kambrium durch das Zurücktreten der Thonschiefer und das Hervortreten der Kalke aus. Gewaltig ist der Fortschritt, den die silurische Lebewelt im Vergleich zur kambrischen erkennen lässt. Insbesondere die niederen Meerestiere zeigen einen Reichtum an Formen, wie er wohl zu keiner Zeit übertroffen worden ist. Die Tiergesellschaft ist wesentlich anders als in der kambrischen Periode, z. T. allerdings auch deswegen, weil wir aus dem Silur sehr zahlreiche und mannigfache Facies kennen. Eine Hauptrolle spielen die Trilobiten, die jedoch durch Arten vertreten sind, die von den kambrischen abweichen. Daneben haben verschiedene Cephalopodengattungen, Verwandte des noch lebenden Nautilus, große geologische Bedeutung für die Bestimmung des Alters der Horizonte (*Orthoceras* (Fig. 28), *Phragmoceras*, *Lituites* u. s. w.). Reich entwickelt sind die Brachiopoden.

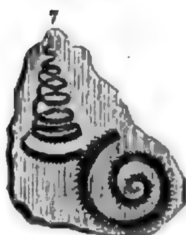
Fig. 28.



Orthoceras.
(Nach Zittels Paläozoologie.)

Von den Echinodermen seien die ganz auf die paläozoische Ära beschränkten Cystideen (besonders im Untersilur), ferner die eigentlichen Krinoiden (Seelilien, besonders im Obersilur), genannt. Riffbauende Korallen (Tetrakorallien und Tabulaten) treten im Obersilur in großer Zahl auf. Zur Bestimmung der Horizonte wichtig sind die merkwürdigen Graptolithen, die heute den Hydrozoen zugerechnet werden (Fig. 29); sie sind fast ganz auf das Silur beschränkt. Endlich zeigen sich im Obersilur, wenn auch sehr spärlich, Fische, als Vorläufer der reichen Fischfauna des Devons. Wichtig ist, dass schon im Silur Foraminiferen nachgewiesen werden konnten, die heute bei der Gesteinsbildung im Meer eine so große Rolle spielen. Auch einige wenige Landtiere wie Skorpione und Insekten sind gefunden, und einige Landpflanzen erscheinen als Vorläufer der Devon- und Karbonflora.

Fig. 29.



Graptolithen.

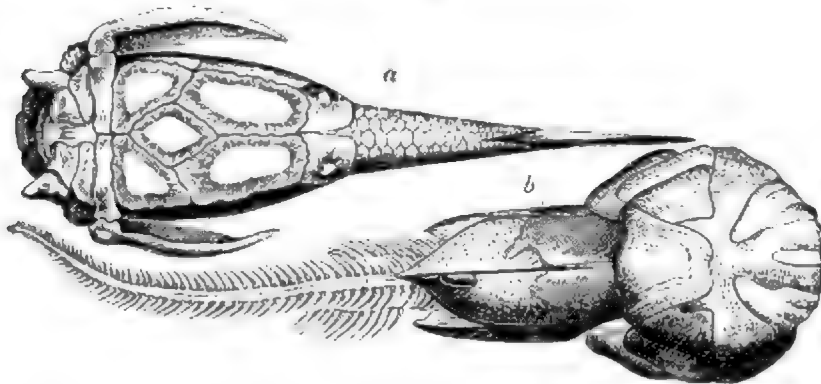
Während das kambrische System überall eine nur wenig wechselnde Entwicklung zeigt, ist das beim Silur nicht mehr der Fall. Hier treten bereits geologische Provinzen auf, deren Entstehung wohl auf die ungleiche Verteilung von Wasser und Land zurückzuführen ist. Es lässt sich eine nordeuropäische echt marine Entwicklung, der auch die nordamerikanischen und überhaupt die außereuropäischen Vorkommnisse entsprechen, von einer böhmisch-südeuropäischen unterscheiden, die nicht im offenen Ocean, sondern in relativ abgeschlossenen Meeresbecken entstanden sein dürfte.

Am großartigsten ist das Silur in Nordamerika entfaltet, wo es konkordant auf dem Kambrium aufliegt und konkordant vom Devon und

Karbon überlagert wird, sodass man hier die ganze Serie der paläozoischen Ablagerungen in einer absoluten Vollständigkeit vor sich hat.

3. Das devonische System schließt sich mit seinem Fossilinhalt auf das engste dem silurischen an. Als Typen, die hier neu erscheinen oder doch wenigstens eine bisher ungeahnte Ausbreitung gewinnen, sind nur die Ammoniten und die Fische zu nennen. Erstere, nahe Verwandte der silurischen Nautiliden und wie diese zu den Cephalopoden gehörend, spielen eine besonders wichtige Rolle, die sie bis zum Schluss der mesozoischen Ära behalten. Den wichtigsten Charakterzug erhält aber die Devonfauna durch das Auftreten der Fische, die im Silur nur ganz spärlich vorhanden waren; es sind die ersten Wirbeltiere, die auf dem Schauplatz des Lebens erscheinen. Von haifischartigen Selachieren sind allerdings nur einzelne Teile, besonders Zähne, erhalten; von den Ganoiden

Fig. 30.



Devonische Fische aus dem alten roten Sandstein von Schottland.
a Pterichthys, Flügelfisch, Bauchseite. *b* Coccosteus, Rückenseite.

(Verwandte des Stör) sind dagegen ganze Exemplare fossil gefunden worden, ebenso von den Panzerfischen (Panzerganoiden oder Placodermen) (Fig. 30). In großer Zahl finden sich Krinoiden, Korallen, vor allem Brachiopoden; die Trilobiten treten mehr zurück.

In Europa ist das Devon besonders typisch im rheinischen Schiefergebirge entwickelt, außerhalb Europas in Nordamerika. Bemerkenswerter Weise erscheint es in Europa in zwei Ausbildungsarten. Bald besteht das System aus Kalk, Thonschiefer und grauwackenartigen Sandsteinen von grauer und brauner Farbe; diese Gesteine enthalten massenhafte Reste von niederen Meerestieren, so z. B. im rheinischen Schiefergebirge. An anderen Orten, so im größern Teil von England, in Schottland und z. T. in Irland erscheint das Devon dagegen als roter Sandstein (Old red sandstone oder Old red schlechthin), dessen Mächtigkeit in England auf 3000 *m* geschätzt wird; es fehlen jene unzweifelhaft marinen Tierreste. Dagegen treten Fische auf, Riesenkrebse, endlich auch Landpflanzen. In den russischen Ostseeprovinzen mengen sich beide Ausbildungsarten



[illegible] Steinkohlenperiode. (Aus M. Neumayrs Erdgeschichte.)

und greifen ineinander ein. An der marinen Entstehung des normalen Devons kann ein Zweifel nicht bestehen. Anders ist es mit dem Old red. Die englischen Geologen nehmen an, dass er sich in abgeschlossenen, vielleicht brackischen Becken bildete. Nicht unmöglich ist aber auch eine Entstehung auf dem Land, etwa entsprechend der Entstehung der heutigen Gangesebene oder der Poebene durch Zuschüttung eines Senkungsfeldes Die Fische würden dann in Flüssen und in deren Mündungsgebiet gelebt. haben. Sicher ist nur, dass wir im Old red das unmittelbare Abschwemmungsprodukt ausgedehnter Landflächen vor uns haben, die sich aus den Meeren heraus erhoben und zwar höchst wahrscheinlich im Norden, im Gebiet des heutigen nördlichen atlantischen Oceans.

4. Das Karbonsystem hat seinen Namen von dem verhältnismäßig häufigen Vorkommen von Steinkohlenlagern. Immerhin tritt doch auch hier die Kohle als Gestein gegenüber andern Gesteinen, besonders Kalk, Sandstein und Schieferthon, an Quantität ganz zurück. Die Steinkohlenformation zeigt uns zum erstenmal ein reiches Leben auf dem Lande, vor allem eine reiche Vegetation von ganz eigentümlichem Charakter (Fig. 31).*) Verwandte von Pflanzen, die wir als unscheinbare Gewächse am Boden des Waldes und in Sümpfen zu finden gewohnt sind, setzen ganze Wälder zusammen: riesenhafte Schachtelhalme *(Calamites* als Stamm, *Annularia* wohl als Äste dieses Stammes), nicht minder große Baumfarne, vor allem aber merkwürdige Schuppenbäume (Lepidodendren, Verwandte des Bärlapp) und Siegelbäume (Sigillarien), deren Wurzeln wie die der Lepidodendren als Stigmarien bezeichnet werden. Daneben treten als höchststehende Pflanzen auch Koniferen, wenn auch selten auf *(Walchia)*. Inmitten dieser Wälder lebten Heuschrecken, schabenartige Tiere, Spinnen, Skorpione und als höchst entwickelte Wirbeltiere Stegocephalen oder Panzerlurche. Es sind das Amphibien, die aber auch Merkmale der Reptilien in sich vereinigen und wohl als Stammformen beider Ordnungen des Tierreiches gelten müssen. Sowohl krokodilartige als auch schlangenartige Formen kommen unter ihnen vor.

Auch in den karbonischen Meeren tritt uns eine reiche Fauna entgegen. Eine wichtige Rolle spielen Foraminiferen, speciell die Gattung Fusulina und deren Verwandte (Fig. 32), die gewaltige Kalkablagerungen (Fusulinen-Kalk) zusammensetzt, wie sie ihresgleichen nur in den tertiären Nummulitenkalken haben. Korallen und Crinoiden finden sich nicht viel anders als im Devon. An Stelle der Cystideen sind die Blastoideen getreten. Die Brachiopoden haben abgenommen, ebenso die Nautiliden und die Trilobiten sind fast ausgestorben. Unter den Fischen sind im Vergleich

Fig. 32.



Fusulina, eine karbonische Foraminifere (stark vergrößert).

*) Erläuterung zu Figur 31. Rechts im Wasser stehen grosse Schachtelhalme, links im Vordergrund Baumfarne. Die wedelartigen Bäume im Hintergrund links sind Siegelbäume, die stark verästelten dagegen Lepidodendren.

zum Devon die Panzerfische zurück und die Ganoiden mit ihren Schmelzschuppen in den Vordergrund getreten.

Diesen paläontologischen Charakter zeigt die Karbonformation auf dem größeren Teil der Erdoberfläche. Merkwürdigerweise aber giebt es Gebiete, die sich paläontologisch ganz anders verhalten und deren Karbonschichten man nach ihrem Fossilinhalt viel eher einer weit jüngeren Formation zurechnen würde, wenn nicht die stratigraphischen Verhältnisse, insbesondere die Überlagerung durch unzweifelhaft permische Schichten ihr Alter ganz sicher stellen würden. Diese Funde gruppieren sich um den indischen Ocean und gehören wohl einem alten Kontinent an, der heute zum größten Teil zur Tiefe gebrochen ist und von dem sich Reste in Indien, Australien und Afrika erhalten haben. Das untere Karbon dieser Gebiete ist normal entwickelt. Im Oberkarbon aber tritt eine Flora von mesozoischem (triassischem) Charakter auf, die keine der charakteristischen Gattungen der Kohlenformation, keine Sigillarien, Kalamiten, Lepidodendren, dafür aber Schachtelhalme, Farne, Sagopalmen und Nadelhölzer von weit jüngerem Typus enthält. Diese Flora wird nach der häufigsten Farnart Glossopteris-Flora genannt. So trug die Gegend des indischen Oceans ein für die damalige Zeit hypermodernes Pflanzenkleid, während die übrige Welt noch das alte paläozoische Gewand nicht abgelegt hatte. Sie war gleichsam ihrer Zeit ein gutes Stück voraus.

Schon die Schilderung des paläontologischen Inhalts der Karbonformation zeigt, dass auch sie uns in verschiedener Ausbildung vorliegt. Die litoralen und lakustren Bildungen setzen das sogenannte produktive Kohlengebirge zusammen, dessen Kohlenflötze z. T. am Ort, wo die Vegetation wuchs, in Sümpfen entsprechend etwa den heutigen Mangrovesümpfen, z. T. aber wohl auch durch Zusammenschwemmen von Baumstämmen unmittelbar an der Meeresküste, etwa in Deltas oder auch in Seeen entstanden sind. Die marinen Bildungen treten teils als Kohlenkalk (so genannt wegen der Zugehörigkeit zur Kohlenformation, nicht wegen Beimengung von Kohle) und zwar als unterer und als oberer (Fusulinen-Kalk) Kohlenkalk auf, teils als Sandstein und sandiger Schiefer (Kulm). Jede dieser Ausbildungsformen ist nicht etwa an ein bestimmtes Niveau geknüpft, sondern kann sich in allen Etagen der Kohlenformation zeigen. Nur der Kulm gehört im allgemeinen der unteren Steinkohlenformation an. Nicht überall treten alle diese Ausbildungsformen auf. An vielen Orten fehlt die produktive Steinkohlenformation oder tritt doch stark zurück, und der Kohlenkalk dominiert. Das ist z. B. in Russland der Fall, während in Deutschland im unteren Karbon Kulm und Kohlenkalk, im obern aber die litoral-binnenländischen Bildungen, d. h. das produktive Kohlengebirge erscheinen.

Von den Zuständen unserer Erdoberfläche zur Zeit der Steinkohlenformation können wir uns noch kein rechtes Bild machen. Eine sehr erhebliche Ausdehnung des Landes muss angenommen werden, sodass

uns die Karbonperiode als eine Festlandsperiode erscheint. Freilich dürfte das Land zu einem guten Teile in Inseln aufgelöst gewesen sein, etwa entsprechend den Sundainseln. Sicher ist, dass in dieser Periode ausgedehnte Gebirge an manchen Orten, so besonders im westlichen und mittlern Europa entstanden, die an Größe mit den heutigen Kettengebirgen wetteifern.

Früher nahm man für die Karbonzeit ein besonders heißes Klima und eine besonders kohlensäurereiche Atmosphäre an. In neuerer Zeit ist man jedoch davon zurückgekommen. Verhältnismäßig gleichförmig muss, wenigstens zwischen 30 und 75° N. Br. — so weit reichte die gleichförmige Karbonflora —, das Klima allerdings gewesen sein und dabei gemäßigt warm. Ja, wenn sich die Schlüsse bestätigen, die in neuester Zeit aus dem Auftreten moränenartiger Ablagerungen in den Karbonschichten der Glossopterisflora gezogen worden sind und die für eine intensive Vergletscherung ausgedehnter Länder in der Karbonzeit sprechen, so müssten wir für manche Teile der Erde für die damalige Zeit ein direkt kühles Klima annehmen. Doch scheinen uns die Akten über die karbonische Eiszeit heute noch nicht geschlossen.

5. Das permische System*) lehnt sich in seinem Fossilinhalt einigermaßen dem Karbon an. Auch aus dieser Zeit sind sowohl Land- als Meerbewohner bekannt. Der Flora, die im übrigen der Karbonflora ähnlich ist, fehlen die Sigillarien und Lepidodendren, die im Karbon eine so hervorragende Rolle spielen. Im Meer bilden Foraminiferen mächtige Ablagerungen. Die Stelle der riffbauenden Korallen haben dagegen z. T. (z. B. in Thüringen) Bryozoen eingenommen. Unter den Fischen dominieren die Ganoiden. Die Familie der Stegocephalen hat im Perm zahlreiche Vertreter (Fig. 33). Daneben treten die ältesten bekannten Reptilien auf.

Fig. 33.



Branchiosaurus.
(Nach Neumayrs Erdgeschichte.)

Zweierlei Arten der Entwicklung lassen sich, wie beim Devon und Karbon, so auch beim Perm unterscheiden: eine marine und eine litoral-binnenländische. Die echt marine — sogen. indo-uralische — Entwicklung muss als die normale gelten. Sie findet sich auf dem Boden Europas nur im Süden (Sicilien, Alpen z. T.) und im Osten (Ural), ferner in Nordindien, z. T. auch in Nordamerika. Die Ablagerungen entstanden in einem Meer von z. T. großer Tiefe, das sich von Texas über den atlantischen Ocean in das Mittelmeergebiet und bis zum Ural und Indien dehnte. In Mittel- und Westeuropa tritt die litoral-binnenländische Entwicklung auf, die

*) Nach dem russischen Gouvernement Perm so genannt.

sich durch eine sichtlich verarmte Fauna auszeichnet und in einem seichten brackischen Binnengewässer, etwa entsprechend dem heutigen Schwarzen Meer, zur Ablagerung kam. Das Perm zerfällt hier in zwei streng geschiedene Abteilungen: das Rotliegende und den Zechstein.*) Das Rotliegende ist ein roter Sandstein (in England lower new red), z. T. mit Thonen und Konglomeraten, mit Landpflanzen, Insekten, Krebsen, Fischen und Amphibien, dessen Entstehung vielleicht analog der der Poebene zu denken ist. Marine Typen fehlen ganz. Zahlreiche Eruptivgesteine durchsetzen ihn. Darüber lagert und zwar meist in etwas anderer horizontaler Verbreitung der Zechstein, eine kalkigthonige Gyps- und Steinsalz (Stassfurt, Sperenberg bei Berlin) führende Schichtfolge. An der Sohle des Zechsteins finden sich in Thüringen die Mansfelder Kupferschiefer. An vielen Orten, so in Mitteleuropa und in den Alpen, ist die Permperiode durch intensive vulkanische Eruptionen, z. T. auch durch Gebirgsbildung ausgezeichnet, welche als Fortsetzung der regen Gebirgsbildung erscheint, die in der Karbonperiode die Erdoberfläche ergriffen hatte.

III. Die mesozoische Gesteinsgruppe.

An der Zusammensetzung der Schichten der mesozoischen Ära beteiligen sich im wesentlichen die gleichen Gesteine, die wir in der paläozoischen Gesteinsgruppe kennen gelernt haben. Nur Thonschiefer treten ganz zurück und werden durch Schieferthone, Thone und Mergel ersetzt und Kalke spielen eine viel größere Rolle. Eruptive Gesteine sind viel seltener, da in der ganzen Periode die eruptive Thätigkeit schwächer gewesen zu sein scheint als in der paläozoischen Ära und besonders an deren Ende.

Die Mächtigkeit der mesozoischen Gesteinsgruppe wechselt sehr und erreicht in einzelnen Gegenden viele Tausende von Metern; immerhin ist sie erheblich geringer als die Mächtigkeit der paläozoischen Schichten, ein Umstand, aus dem man wohl auf eine kürzere Dauer der mesozoischen Ära schließen darf. Auch die Lagerung ist anders. Während die paläozoischen Schichten fast durchweg, wo sie auftreten, stark gestört sind, ist das mit den mesozoischen keineswegs der Fall. Sie liegen sogar im größern Teil ihres Verbreitungsgebietes flach.

Eine Reihe von scharf ausgesprochenen paläontologischen Zügen zeichnet die gesammte mesozoische Ära sowohl gegenüber der paläozoischen als auch gegenüber der känozoischen aus. Das hervorstechendste Merkmal ist die ganz enorme Entwicklung und Verbreitung der Reptilien. Während heute nur die Vertreter von 4 Ordnungen der Reptilien auf der Erde leben, nämlich Krokodile, Eidechsen, Schlangen und Schildkröten, sind aus der mesozoischen Ära Vertreter von 12 Ordnungen bekannt. Darunter finden wir gewaltige Ungeheuer von Hausgröße. Sowohl im

*) Daher wurde die ganze Formation auch Dyas genannt.

Meer als auf dem Lande waren sie die Herren der Schöpfung. Neben ihnen treffen wir Amphibien; Säugetiere und Vögel treten dagegen erst in den obersten Schichten auf.

Die Vegetation war während des größten Teiles der mesozoischen Ära noch von blütenlosen Pflanzen zusammengesetzt, von Schachtelhalmen, Baumfarnen, Nadelhölzern und Sagopalmen. Erst gegen das Ende zeigen sich Palmen und verschiedenartige dikotyledone Pflanzen.

Die Meeresfauna erhält, von den im Meer lebenden Reptilien abgesehen, nur durch das massenhafte Auftreten von Ammoniten und Belemniten ein einigermaßen fremdartiges Gepräge; im übrigen aber fehlen durchgreifende Unterschiede gegen früher oder später, so dass nach oben wie nach unten sich Übergänge zeigen. Aber auch die geschilderten Gegensätze in der Tier- oder Pflanzenwelt auf dem Lande treten nicht plötzlich auf. Eine Grenze zwischen den mesozoischen Schichten einerseits und den paläozoischen andererseits kann daher nicht für die ganze Erde, sondern nur für gewisse Teile derselben scharf gezogen werden.

Die Gesamtheit der mesozoischen Schichten wird heute allgemein in 3 Systeme eingeteilt: nämlich 1. das Triassystem, 2. das Jurasystem, 3. das Kreidesystem. Galt schon von dem ganzen Schichtkomplex der Gesteinsgruppe, dass hier und da ihre obere oder ihre untere Grenze unbestimmt ist, so gilt das natürlich noch mehr von den Grenzen der Unterabteilungen gegeneinander. Bei der stetigen Entwicklung der Tier- und Pflanzenwelt wie auch der Gestaltung der Erdoberfläche kann uns das nicht Wunder nehmen.

6. Das Triassystem hat seinen Namen davon, dass es in Deutschland, wo es zuerst eingehend untersucht wurde, in scharf ausgesprochener Dreigliederung, als Buntsandstein (untere Trias), Muschelkalk (mittlere Trias) und Keuper (obere Trias) auftritt. An der Zusammensetzung der Trias beteiligen sich Sandsteine, Schiefer, Mergel und Kalke. Sehr scharf lässt sich der Gegensatz einer binnenländischen und einer pelagischen Entwicklung erkennen; der Unterschied ist so durchgreifend, dass man lange Zeit an eine Parallelisierung beider gar nicht dachte. Auch heute ist eine solche erst ganz aus dem Groben heraus erfolgt, da nur ganz wenige Horizonte durchverfolgt sind, so vor allem die alleroberste, sogenannte rätische Stufe der Trias; auf eine Parallelisierung aller Horizonte muss man dagegen ganz verzichten.

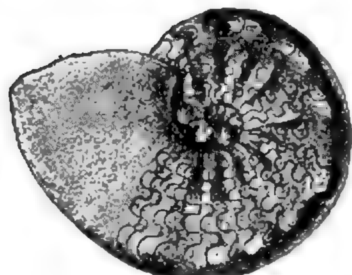
Wie überall, so ist auch in der Trias die rein marine (pelagische) Entwicklung die häufigste und am meisten einheitlich über weite Strecken verbreitet. Nur gerade in Europa tritt sie verhältnismäßig zurück; sie findet sich hier am reichsten in den Ostalpen, außerdem aber in Sicilien, in den Karpaten, außerhalb Europas im Himalaya, in Japan, auf Timor, auf Neukaledonien und Neuseeland und im westlichen Nordamerika, ferner in einem Kranz von Lokalitäten am nördlichen Eismeer. Mächtige Kalke, dann auch Mergel und mehr untergeordnet Sandsteine stellen die Ablagerungen des alten Triasmeeres in den Alpen dar. Die triassischen

Kalke (z. B. in der obern Trias Hauptdolomit und Dachsteinkalk) bilden die Hauptmasse des Materials, das die nördlichen und die südlichen Kalkalpen östlich der Rhein — Splügen-Linie aufbaut. Zahllose, z. T. nur ganz lokal entwickelte Horizonte sind hier unterschieden und mit Namen belegt worden. Zu ihrer Charakterisierung sind besonders die Ammonshörner wichtig, die in einer unglaublichen Mannigfaltigkeit vorkommen, wie, vom Jura abgesehen, nie vorher und nachher (Fig. 34 und 35). Darunter finden sich auch noch einzelne Formen von paläozoischem Charakter. Da andererseits auch manche Cephalopoden jurassischen Gepräges erscheinen, z. B. Verwandte der Belemniten, und analoge Anklänge an ältere und jüngere Faunen sich auch bei den Muscheln und Brachiopoden zeigen, so erweist die pelagische Trias in ihrem Fossilinhalt einen ganz allmählichen Übergang von der permischen zu der jurassischen Lebewelt.

Fig. 34.



a

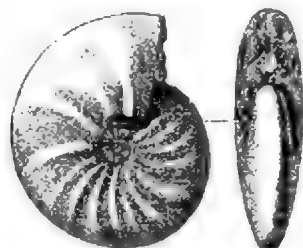


b

a **Nautilus, ein lebender Cephalopode mit geöffneter Schale.** (Nach Zittels Paläozoologie.)

b Ceratites nodosus, ein triassischer Ammonit.

Fig. 35.



Ptychites, ein alpiner triassischer Ammonit.

In sich selbst sind die marinen Schichten der Trias aber keineswegs absolut gleichmäßig entwickelt. Im Gegenteil, auf dem kleinen Boden der Ostalpen finden wir denselben Horizont oft ganz verschieden ausgestaltet. Zunächst zeigen sich besonders in der mittlern und obern Trias in großartiger Weise von Ort zu Ort große Faciesunterschiede. Ein und derselbe Horizont kann durch eine dünne Schiefer-, Mergel- oder Sandsteinschicht oder auch durch eine mehrere hundert, ja bis zu tausend Meter mächtige Kalk- oder Dolomitenablagerung vertreten werden. Dabei können sich die verschiedenen Facies auf wenige Kilometer ablösen. Eine Reihe gigantischer Dolomit- und Kalkklötze, die der Schichtung gänzlich entbehren und deren zeitliche Äquivalente als dünne Mergelbänke dicht neben ihnen liegen, sind zuerst von v. Richthofen als alte Korallenriffe gedeutet worden; v. Mojsisovics hat das später durch eingehende Untersuchungen bestätigt. Man spricht in diesem Fall von einer Rifffacies (vgl. unten den Abschnitt über Korallenbauten). Andere mächtige, aber geschichtete Kalkablagerungen sind größtenteils durch Kalkalgen abgesetzt worden, deren Kalkröhrchen als Gyroporellen in Massen fossil vorkommen. Neben diesen Faciesgegensätzen zeigen sich aber auch in gewissen Schichten der alpinen Trias Gegensätze im palä-

ontologischen Inhalt der Ablagerungen zwischen den nördlichen und den südlichen Kalkalpen. Diese Gegensätze werden auf eine Landbrücke im Gebiet der heutigen Centralalpen zurückgeführt, die zwei alte Meeresteile als zoogeographische Provinzen etwa so trennte, wie heute Centralamerika den pacifischen Ocean vom Golf von Mexiko trennt. Diese Trennung, die an der unteren Grenze des Muschelkalkes beginnt, hört in der alleroberstenTrias, in der räthischen Stufe, auf.

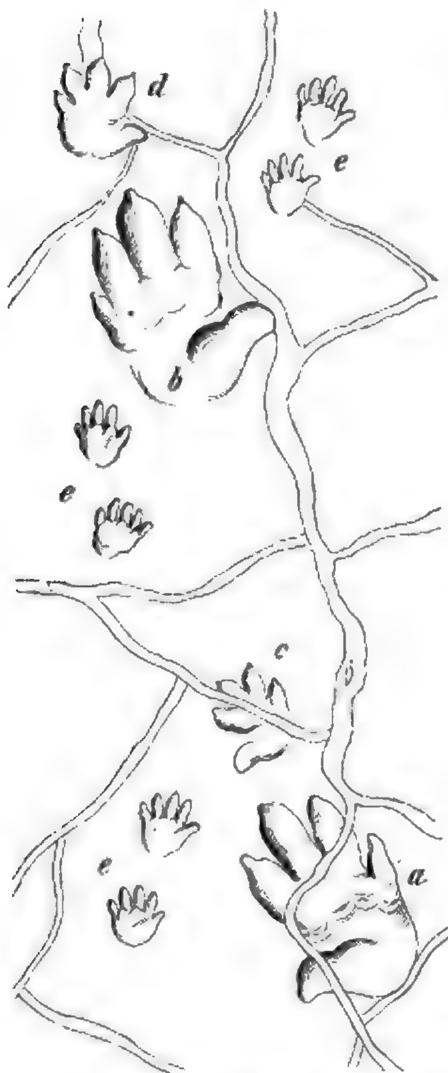
In jeder Beziehung, sowohl in petrographischer als auch in paläontologischer, verschieden ist die binnenländische Entwicklung. Hier spielen Sandsteine die wichtigste Rolle, ferner Mergel, mehr untergeordnet allerdings auch Kalke. Nicht selten sind Gyps und Salzlager, besonders in der mittlern Trias, im Muschelkalk. Die Entstehung dieser Bildungen müssen wir uns z. T. an der Küste, in Buchten oder seichten Binnenmeeren, zu einem guten Teil wohl auch auf dem Lande nach Art der Bildung der Poebene denken. Das vollkommene Fehlen jeglicher mariner Fossilien und vor allem Fährten von Tieren und Sprünge, die durch das Austrocknen des abgelagerten Schlammes entstanden sein müssen und dann zugeschüttet wurden, lehren uns das auf das deutlichste. Die Salzlager dürften sich dagegen z. T. in abflusslosen Seeen, z. T. aber auch in Lagunen am Meeresufer abgesetzt haben.

Aus meist rot, aber lokal auch grau, weiß, grünlich und gelblich gefärbten Sandsteinen besteht der Buntsandstein Deutschlands. Darüber folgt der marine Muschelkalk, der sichtlich einer Ausdehnung des Meeres entspricht, und darüber wieder Sandstein und Mergel — der Keuper. In England fehlt die Einschaltung einer Kalkschicht, und der obere und der untere Sandstein verschmelzen in eine einheitliche Ablagerung, den obern new red, der in England die ganze Trias repräsentiert. In analoger Weise als Binnenbildung finden wir die Trias auch in einem großen Teil Russlands, im östlichen Nordamerika in den Apalachien und im Felsengebirge entwickelt, ferner auf der vorderindischen Halbinsel und in Südafrika, ebenso in Argentinien.

In den Binnenablagerungen treffen wir die Überreste der Lebewesen, die der Trias ihren hervorstechendsten Charakter geben. Da haben wir als Vertreter der Amphibien eine Reihe von Stegocephalen, als Vertreter der Reptilien eine Reihe von Sauriern von oft bizarrer Form (z. B. *Nothosaurus* mit vogelartig gestrecktem Hals); z. T. lebten sie im Wasser, z. T. auf dem Land. Zu den Reptilien gehören auch krokodilartige Tiere und in Südafrika die eigentümlichen Anomodonten, die heute ihresgleichen nicht auf der Erde haben und Merkmale der Schildkröten mit solchen der Krokodile und Eidechsen vereinigen. Zu dieser Grüppe sind wahrscheinlich auch die Placodonten zu rechnen, deren eigentümliche Kauplatten in der europäischen Trias gefunden werden. Die Zahl der Arten von Amphibien, vor allem aber von Reptilien, die zur Triaszeit die Erde bevölkerten, war sehr groß. Viele von ihnen kennen wir allerdings nur aus den Fußabdrücken, die sie im feuchten Sand und

Schlamm der Küste oder der Flussufer hinterlassen haben. Aus diesen Fährten muss man z. T. auf Tiere von riesenhafter Größe mit einer Schrittweite bis zu 4 *m* schließen. Einige Arten gingen aufrecht auf den beiden Hinterbeinen, sich dabei auf ihren Schwanz stützend und ließen sich nur gelegentlich auf die kleinen Vorderfüße herab (Fig. 36).

Fig. 36.



Fährten im Sandstein von Hessberg bei Hildburghausen. ⅙ nat. Gr.
a linker, *b* rechter Hinterfuß; *c* linker, *d* rechter Vorderfuß. *e* Fährten eines kleineren Tieres. Sprünge, durch Eintrocknen des Sandes entstanden, durchsetzen die Fährten.

In der obersten Trias zeigen sich schon die allerersten Spuren von Vertretern der höchsten Klasse des Tierreichs. In Südafrika ist ein Schädel gefunden worden, dessen Zähne Säugetiercharakter haben *(Tritylodon)*; Zähne, die sich wahrscheinlich auf dasselbe Tier zurückführen, waren schon vorher aus der obern Trias Württembergs bekannt. Gleichwohl kann *Tritylodon* nach Seeley nicht als Säugetier gelten, sondern nur als ein Reptil mit Anklängen an Säuger; wir haben in ihm ein Bindeglied zwischen den heutigen Säugern und den Reptilien zu erkennen. Sichere Spuren von Säugetieren sind aber in der Trias von Nordkarolina gefunden worden. Sehr bezeichnend ist, dass diese ältesten Säuger der niedrigsten Ordnung, den Beuteltieren, angehören.

Unter den Fischen dominieren die Haie und die Ganoiden; in großer Zahl treten Lungenfische (Dipnoer) auf.

Die triassische Flora schließt sich noch ganz der permischen an: Cycadeen und Koniferen spielen die Hauptrolle, ferner Farne und Schachtelhalme.

Aus der Verbreitung der marinen Schichten, sowie der binnenländischen Entwicklung, die zur Konstatierung geologischer Provinzen führt, können wir uns, wenn auch nur in groben Zügen, eine angenäherte Vorstellung von der Verteilung von Wasser und Land zur Triaszeit bilden. Ein großes, zusammenhängendes Meeresbecken war vorhanden, das ungefähr dem heutigen pacifischen Ocean und dem nördlichen Eismeer entsprach. Ein Ausläufer erstreckte sich wahrscheinlich von Norden her nach dem nördlichen Indien. Ein wenigstens zur Zeit der untern und mittlern Trias einheitliches Meeresbecken bestand im Gebiet der Ostalpen und in Südeuropa, analog

dem heutigen Mittelmeer;*) nur durch eine enge Straße trat es nach Osten hin mit dem offenen Ocean in Beziehung. Im Gebiet des indischen Oceans aber müssen wir ein ausgedehntes Festland annehmen, dem sowohl die vorderindische Halbinsel als auch Südafrika angehörten, und ebenso ist es wahrscheinlich, dass der atlantische Ocean nicht existierte, da auch in Südamerika Land war. An den Rändern dieser Landmassen in Buchten und inmitten derselben in Becken kam die binnenländische Entwicklung der Trias zur Ablagerung.

7. Das Jurasystem hat seinen Namen vom schwäbischen Juragebirge erhalten, wo es trefflich entwickelt und in einer ganz ausgezeichneten Weise studiert ist. Eingeteilt wird es in drei große Unterabteilungen: in den oberen Jura (auch Malm oder weißer Jura genannt), in den mittlern Jura (brauner Jura oder Dogger) und in den Lias (schwarzer, unterer Jura).

Die Schichten des Jurasystems sind sehr mannigfach ausgebildet; neben vorherrschenden Kalken und Mergeln aller Art finden wir auch Schieferthone. Sandsteine treten mehr zurück, desgleichen Eruptivgesteine. Die Gesteine wechseln in vertikaler Richtung oft miteinander und zeigen dadurch an, dass die Verhältnisse, unter denen die Sedimente sich bildeten, häufige Veränderungen erlitten. Auch im Jura läßt sich eine küstennahe, binnenländische und eine pelagische Entwicklung unterscheiden. Besonders in der ersteren wechseln die Verhältnisse in ein und derselben Stufe von Ort zu Ort. Petrographisch einen Horizont durchzuverfolgen ist hier weniger möglich als irgendwo anders. Versuche, z. B. eine einheitliche Korallenstufe in Mitteleuropa aufzustellen, sind ganz verfehlt, weil sich Korallenkalk in verschiedenen Gegenden zu ganz verschiedenen Zeiten abgesetzt hat.

Die Gesamtheit der jurassischen Schichten hat, wo sie voll entwickelt ist, eine Mächtigkeit bis zu tausend Meter. Die Schichten liegen auf große Strecken hin noch vollkommen ungestört, oder doch nur wenig gefaltet und verworfen. Nur in den jüngern Kettengebirgen haben sie starke Störungen erfahren.

Wie in der Trias so spielen auch im Jura unter den Wirbeltieren die Reptilien die allerwichtigste Rolle, sodass man passend die Juraperiode als das Reptilzeitalter der Erde bezeichnet hat. Zwar trifft man auch schon mehrfach Spuren von Säugetieren aus der Klasse der Beuteltiere; auch die Überreste eines echten Vogels, des *Archaeopteryx*, sind gefunden worden; bemerkenswerter Weise zeigt er eine Reihe von Eigenschaften, die sonst den Reptilien eigen sind; gleichwohl darf man ihn nicht als ein Tier halb Vogel, halb Reptil bezeichnen (Fig. 37). Allein alle diese Funde verschwinden doch völlig neben der Unmasse von Reptilien, die aus dem Jura bekannt geworden sind. Am häufigsten ist der von

*) Über die Spaltung in der obern Trias siehe S. 67 oben.

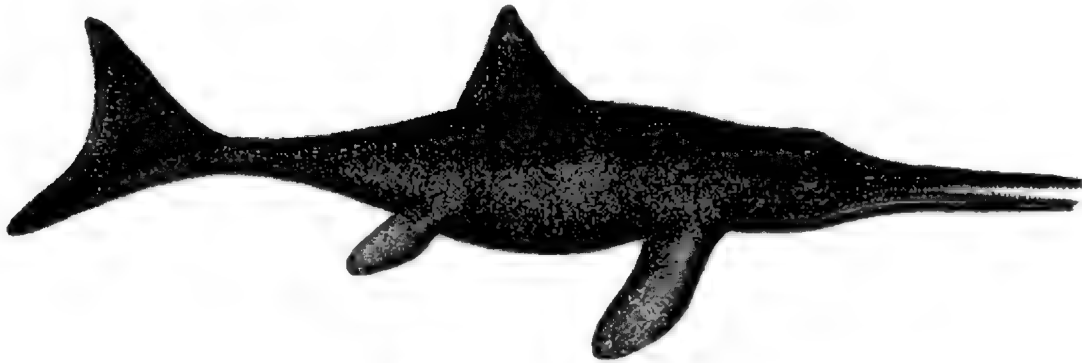
Fig. 37.



Archaeopteryx lithographicus H. v. M., 3/8 nat. Gr.,
aus dem lithographischen Schiefer von Solenhofen in Bayern.
(Im Besitze der k. paläontolog. Sammlung zu Berlin.)

Scheffel besungene *Ichthyosaurus* (Fig. 38), ein im Meer lebendes Reptil von Delphinform mit Ruderfinnen und Rückenflosse, das lebende Junge zur Welt brachte. Ein Meerestier war auch *Plesiosaurus* mit seinem langen Hals. Die Krokodile sind durch den gavialartigen *Teleosaurus*

Fig 38.



Ichthyosaurus. $^1/_9$ **nat. Gr.**
Rekonstruktion von F. Etzold, mit Berücksichtigung des auf dem internationalen Geologenkongress zu Zürich 1894 ausgestellten Stückes der Sammlung Hauff verbessert.

vertreten. Ein fliegender Saurier ist *Pterodactylus* (Fig. 39), der Sperlings- bis Rabengröße erreichte. Riesenhafte, auf dem Lande lebende Saurier, die jedoch vielleicht z. T. der Kreide angehören, sind durch Marsh aus dem großen Becken der Vereinigten Staaten bekannt geworden (*Atlantosaurus* 36 *m* lang und von Haushöhe). Im Gegensatz zu dem Reichtum an Reptilien fehlen Amphibien ganz.

Fig. 39.



Pterodactylus. $^1/_4$ nat. Gr.
(Aus Zittels Paläozoologie.)

Unter den Fischen dominieren noch die schmelzschuppigen Ganoiden und die Haie; doch treten auch schon viele Knochenfische auf. Krebse und zwar nahe Verwandte unserer Flusskrebse sind in großer Zahl bekannt, desgleichen Insekten. Die Ammoniten erreichen an Zahl der Arten einen nie gesehenen Reichtum. Sie sind besonders wichtig zur Verfolgung der einzelnen Horizonte. Neben ihnen spielen unter den Cephalopoden die Belemniten, nahe Verwandte der heutigen Tintenfische, die wichtigste Rolle. Zahllos sind Seeigel vorhanden und Krinoiden nicht allzuselten. Unter den Korallen finden sich nur sechsstrahlige; die vierstrahligen der paläozoischen Ära sind ganz geschwunden.

Bekannt durch die große Zahl der Funde prachtvollster Versteinerungen, die man der sehr energischen Gewinnung des technisch so wertvollen Gesteins dankt, sind die Solenhofer Schiefer in Franken, ein schiefriger Kalk des obern Jura, der sich offenbar als Kalkschlamm in

einer seichten Bucht niederschlug. Fußfährten von Landtieren, Land- und Wassersaurier, der *Archaeopteryx*, Krebse, auch Insekten sind in ihnen in einem wunderbar gut erhaltenen Zustand gefunden worden.

Schon der starke Wechsel des Gesteinsmaterials, den an der gleichen Stelle die verschiedenaltrigen Juraschichten aufweisen, lässt erkennen, dass die physikalischen Verhältnisse, die auf der Verteilung von Wasser und Land beruhen, im Laufe der Periode vielfache Änderungen erlitten haben. Darauf führt auch die Verfolgung der Schichten auf weite Strecken hin. In Mitteleuropa wurden am Schluss der Jurazeit weite Flächen, die vorher Meeresboden gewesen waren, Land; damals lagerten sich die Purbeckschichten als Binnenbildung in Brackwasserbecken ab. Im europäischen und asiatischen Russland (vom Kaukasus abgesehen) und an anderen Orten fehlt der untere Jura (Lias) und ein Teil des mittleren. Das Gebiet muss damals Land gewesen sein. Erst in der zweiten Hälfte des mittlern und im obern Jura wurden diese weiten Areale vom Meer überflutet. Es ist das eine der gewaltigsten Verschiebungen der Grenzen zwischen Wasser und Land, die wir kennen.

M. Neumayr hat den Versuch gemacht, an der Hand der geographischen Verbreitung der pelagischen Faunen in der Jurazeit zoogeographische Provinzen aufzustellen und daraus wie aus der Verbreitung der Küstenbildungen Schlüsse auf die geographische Verteilung von Wasser und Land zu ziehen. Fig. 40 stellt diesen genialen Versuch dar und zwar für die Zeit des obern Jura. Die Karte spricht so deutlich, dass wir auf eine Erläuterung hier verzichten können.

Aber nicht alle eigentümlichen Züge in der Verbreitung der Meerestiere lassen sich durch die Verteilung von Wasser und Land erklären. Es macht sich nämlich, wie ebenfalls Neumayr nachgewiesen hat, eine zonale Anordnung in der Verbreitung gewisser Organismen geltend, die jedenfalls auf nichts anderes als auf einen Einfluss des Klimas hinweist. Drei große Juraprovinzen lassen sich rings um den Erdball verfolgen; ihre Unterscheidung gelingt besonders an der Hand der Verbreitung der Ammoniten. Es sind das 1. die russische oder boreale Provinz, der alle Vorkommnisse in höheren nördlichen Breiten angehören. Hier fehlen Riffkorallen und eine Reihe von charakteristischen Ammoniten (*Phylloceras* etc.) vollständig, während andere Ammoniten auf diese Zone beschränkt sind; 2. die mitteleuropäische oder gemäßigte Provinz. *Phylloceras* und Gefährten kommen vor, aber selten, andere charakteristische Arten dagegen sehr häufig; Riffkorallen sind häufig. 3. die mediterrane, alpine oder äquatoriale Provinz. *Phylloceras* und Konsorten treten in Massen auf. Diese Zone hat die größte Breite und geht von 30° N. bis zu 30° S. Was ganz außerordentlich dafür spricht, dass diese zonale Gliederung wirklich auf Rechnung einer Abstufung des Klimas zwischen den Polen und dem Äquator zu setzen ist, das ist das Auftreten der mitteleuropäischen, gemäßigten Fauna auch auf der Südhemisphäre

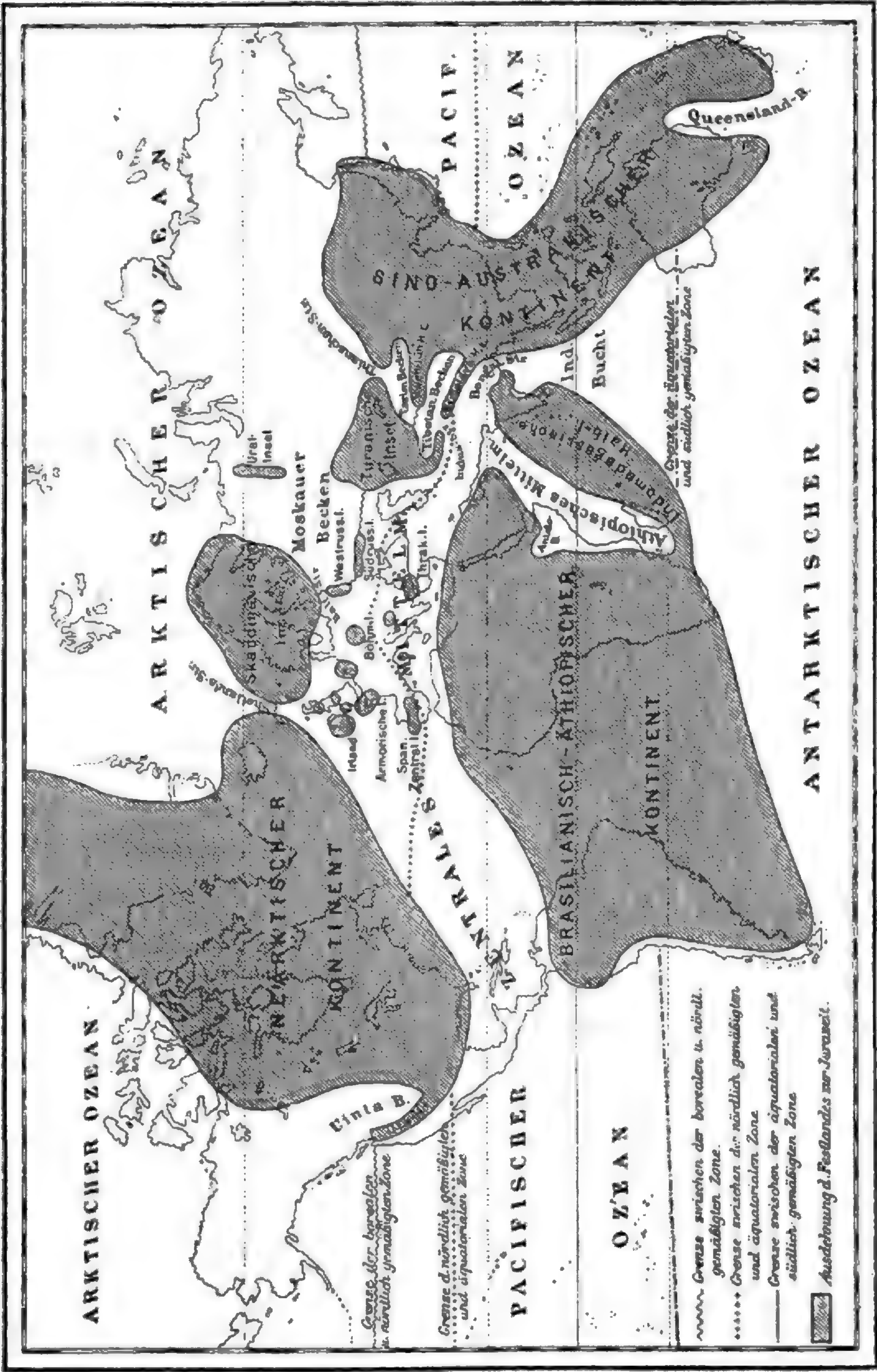


Fig. 40. Karte der geographischen Verbreitung des Jurameers. (Nach Neumayrs Erdgeschichte.)

südlich der äquatorialen Provinz. Die Grenzen dieser Zonen sind auf der Karte (Fig. 40) dargestellt.

8. Das Kreidesystem, so genannt nach der weißen Schreibkreide, die an der Küste Englands und Nordfrankreichs und im Ostseegebiet prachtvolle Steilufer bildet, ist wohl eines der verbreitetsten Systeme. Eingeteilt wird es in die untere Kreide (mit den Unterabteilungen Neokom und Gault) und in die obere Kreide (mit den Unterabteilungen Cenomon, Turon, Senon). Die Unterschiede zwischen oberer und unterer Kreide sind auf dem größern Teil der Erde so durchgreifend, dass gewiss gerade hier eine Hauptformationsgrenze gelegt worden wäre, wenn diese Unterschiede von Anbeginn an bekannt gewesen wären.

An der Zusammensetzung des Kreidesystems beteiligen sich gewöhnliche Sandsteine, ferner Sandsteine, die durch Glaukonit grün gefärbt sind (Grünsand), Thone, Mergel und Kalke. Die weiße Schreibkreide, ein weißlicher, lockerer, zerreiblicher, abfärbender Kalk, der ein Haufwerk von organischen Resten, besonders von Foraminiferenschalen darstellt, spielt nur in den obersten Schichten der Kreideformation und auch nur in gewissen Gegenden eine Rolle. Eruptivgesteine treten ganz zurück. Was über die Lagerung der Schichten des Jura gesagt ist, gilt auch von den Kreideschichten: sie sind nur in jungen Kettengebirgen stark dislociert.

Ein scharfer Gegensatz macht sich zwischen der untern und obern Kreide in paläontologischer Beziehung geltend. Während die untere Kreide sich ziemlich eng an den Jura anschließt, treten in der obern Kreide auf einmal eine Reihe von ganz neuen Typen auf, die ihr ein wesentlich abweichendes Gepräge erteilen. Wir betonen gerade diese neuen Züge im nachfolgenden besonders; unsere paläontologische Schilderung hat also hauptsächlich die obere Kreide im Auge.

Eine tiefgreifende Wandlung vollzieht sich während der Kreideperiode in der Pflanzenwelt: zum erstenmal treten Blütenpflanzen auf und gewinnen bald die Oberhand; in den Vereinigten Staaten (Maryland und Virginia) zeigen sich die ältesten Laubbäume schon in der unteren Kreide, in Europa dagegen erst in der obern und zwar gleich mit einer ganzen Fülle von Formen, die größtenteils den heute lebenden sehr nahe stehen (Tulpenbäume, Magnolien, Eichen, Buchen, Weiden, Kirschbäume, Epheu, Aralien, Palmen, Crednerien u. s. w.). Daneben treten Farne, Nadelhölzer und Sagopalmen, die bisher die Vegetation bildeten, stark zurück.

Reste von Säugetieren sind aus der Kreide nur äußerst spärlich bekannt. In den amerikanischen Laramieschichten und im englischen Wealden (untere Kreide) sind einige Zähne gefunden worden, die niedrigstehenden Säugern angehören; ob sie von Beuteltieren, Insektenfressern oder Vertretern einer ausgestorbenen besonderen Ordnung stammen, ist noch unbestimmt. Von Vögeln sind dagegen fast vollständige Skelette gefunden worden, besonders in Amerika und zwar bemerkenswerterweise gleich von Vertretern der beiden großen Hauptgruppen, in die man die

Vögel einteilt, der Flugvögel und Laufvögel. Die kretacischen*) Vögel unterscheiden sich durch ihre Bezahnung von den heute lebenden. Ein Flugvogel von der Größe einer Möve ist *Ichthyornis*; als ein wasserbewohnender, fleischfressender Strauß von etwa 1 *m* Höhe erscheint der ungeflügelte *Hesperornis* (Fig. 41).

Fig. 41.



Hesperornis, ein kretacischer bezahnter Laufvogel. 1/8 nat. Gr. (Nach Marsh.)

Während Amphibien in der Kreide ebenso wie im Jura fast nie gefunden werden, sind die Reptilien wieder von größter Bedeutung. Wir treffen die ersten Schlangen, vor allem die sonderbaren, bis 30 *m* langen Mosasaurier, Tiere, die Eigenschaften der Schlangen, Eidechsen und Plesiosaurier vereinigen und an die phantastische Seeschlange erinnern. Ichthyosaurier und Plesiosaurier sind vorhanden, aber spärlicher als im Jura, in größerer Zahl dagegen Eidechsen, Krokodile und Schildkröten. Auch riesige Pterodaktylen finden sich. Unter den Fischen beginnen die Knochenfische überhand zu nehmen und die Ganoiden in den Hintergrund zu drängen.

Unter den Cephalopoden spielen die Belemniten noch immer eine große Rolle; die Ammoniten entwickeln ihre letzte Blüte, um dann ganz vom Schauplatz des Lebens abzutreten. Noch wichtiger aber sind die Muscheln, so Austern, vor allem aber Vertreter der Familie der Rudisten; es sind das sehr eigentümlich gestaltete Muscheln, deren eine Klappe die Form einer Tüte oder eines Horns, deren andere die Form eines die Tüte oder das Horn schließenden Deckels hat *(Hippurites)*. Wie wichtig diese Tiere sind, geht schon daraus hervor, dass man nach ihrem massenhaften Auftreten in vielen Kalken (Rudistenkalk) die Kreideperiode wohl auch als die Periode der Rudisten bezeichnet hat. Brachiopoden treten zurück; die Seeigel sind dagegen als Leitfossilien von großer Bedeutung. Korallen und Schwämme sind ähnlich wie im Jura entwickelt. Dass die Zahl der Foraminiferen sehr groß war, lehren die Ablagerungen weißer Schreibkreide.

*) D. h. aus der Kreideperiode stammenden.

Werfen wir nun noch einen Blick auf die geographische Gestaltung der Erde zur Kreidezeit!

Gegen das Ende der Juraperiode war eine starke Einschränkung des Meeres erfolgt. Damals schlugen sich in Brackwasserbecken die Purbeckschichten nieder. Dieser Zustand dauerte auch noch während des ersten Teiles der Kreideperiode an. Es wurde als Süßwasserbildung die sogenannte Wealden- oder Wälderformation abgelagert, die neben den Überresten von landbewohnenden Wirbeltieren*) auch Süßwasserkonchylien enthält. Das gilt für Mitteleuropa, während sich in dem alpinen Gebiet die ganze Zeit über das Meer hielt. Etwas später, doch noch zur Zeit der Neokoms, begann das Meer sich wieder etwas auszudehnen, wenn es auch noch immer keine allzugroße Verbreitung gewann. Mit ihm kehrten die Meeresbewohner zurück. Ganz gewaltige Dimensionen erreichte das Übergreifen des Meeres erst in der obern Kreide. Diese Meerestransgression der obern Kreide ist vielleicht die weitgehendste Veränderung in der Verteilung von Wasser und Land, die je vorgekommen ist. Gebiete, die seit langer Zeit Festland gewesen waren, gerieten unter den Meeresspiegel und wurden unter oberkretacischen Ablagerungen begraben, so z. B. in Sachsen, Böhmen und Schlesien, wo sich mächtige Sandsteine der Kreideformation, der sogenannte Quader, bildeten. Weiter im Norden im Gebiet der heutigen Ostsee und im Westen lagerte sich damals in einem tiefen Meer die weiße Schreibkreide ab. In den Alpen und im Mittelmeergebiet dagegen, wo die Rudisten in ungeheuren Massen lebten, entstanden mehr Seichtwasserbildungen, so der Wiener Sandstein und vor allem der Rudistenkalk. Unter Wasser gerieten große Teile des nördlichen Afrika, des westlichen Asien, von Turan und Turkestan, während China z. T. frei blieb, ferner Teile von Nordamerika. Das brasilische Gebiet, das wohl schon seit

Fig. 42.



Iguanodon. 1/80 nat. Gr.
Aus dem Wealden von Belgien.
(Aus Zittels Paläozoologie.)

*) Hier finden sich die Überreste des *Iguanodon*, eines Riesensauriers, der meist auf seinen Hinterbeinen ging, sich dabei auf seinen Schwanz stützend (Fig. 42).

Schluss des Devons als Festland existiert hatte, wurde überflutet. Während so in tropischen und gemäßigten Breiten das Meer der obern Kreide von weiten Landflächen Besitz ergriff, wurden in hohen nördlichen Breiten große Areale trocken gelegt; hier treten marine Schichten der obern Kreide ganz zurück. Dieser Gegensatz ist sehr bemerkenswert.

Wie im Jura verschiedene Entwicklungsarten der Schichten von Neumayr nachgewiesen und auf klimatische Ursachen zurückgeführt worden sind, so ist es auch in der Kreide gelungen, deutliche Spuren einer zonalen Gliederung zu erkennen: Eine nördliche Entwicklung tritt sowohl in Europa als auch in Amerika in Gegensatz zu einer südlichen. Jener, die sich von Nordfrankreich bis Russland verfolgen lässt, fehlen die für die südliche Entwicklung so charakteristischen Rudisten fast ganz, desgleichen riffbauende Korallen und eine Reihe von Ammoniten. Dafür treten dann gewisse Austern und Belemnitellen auf. Ein analoger Gegensatz besteht auch zwischen den Kreideablagerungen des nördlichen und des südlichen Nordamerika. Da die Grenze zwischen beiden Entwicklungen einigermaßen den Parallelkreisen folgt, so darf man wohl diese Unterschiede als Beweis klimatischer Differenzen auffassen. Allzugroß dürfen wir uns freilich diese Differenzen nicht vorstellen: jedenfalls waren sie sehr viel kleiner als heute, treffen wir doch hoch oben im Norden, in Grönland und auf Spitzbergen, eine reiche und üppige Pflanzenwelt, wie sie heute nur in einem tropischen Klima existiert. Auch wenn man eine noch so große Anpassungsfähigkeit der Pflanzen an das Klima im Lauf der geologischen Perioden annehmen will, darf man doch aus jenen Pflanzenresten im ungünstigsten Fall nur auf ein gemäßigtes, in keinem Fall auf ein polarkaltes Klima schließen. Die Temperaturgegensätze waren also zur Kreidezeit auf der Erdoberfläche sehr viel geringer als heute.

IV. Die känozoische Gesteinsgruppe.

Die känozoische Gesteinsgruppe umfasst die Gesteine der Neuzeit der Erde. Ihre Grenze nach unten hin ist an vielen Stellen sehr scharf. Die Gesteine unterscheiden sich in der Regel von den älteren durch ihre lockere Beschaffenheit: es sind mürbe Kalke, Mergel, Thone, Sande, Sandsteine und Konglomerate. Eigentliche Tiefseeablagerungen fehlen; Strand- und Flachseebildungen herrschen vor, daneben aber auch Bildungen, die auf dem Lande, sei es unter Mitwirkung von Flüssen oder Seeen, sei es unter Mitwirkung von Gletschern oder des Windes entstanden sind. Eine sehr große Rolle spielen die eruptiven Gesteine, besonders in dem ersten Teil der känozoischen Ära, in der Tertiärperiode. Diese Zeit muss geradezu als eine Periode gesteigerter vulkanischer Thätigkeit bezeichnet werden, die umso schärfer hervorsticht, als sie auf eine vulkanisch so ruhige Zeit folgte, wie es die Kreideperiode und überhaupt die mesozoische Ära war.

Die Unruhe, die während der ersten Hälfte des känozoischen Zeitalters herrschte, äußert sich auch in der Entstehung gewaltiger Gebirge.

In die Tertiärperiode fällt die Bildung der Alpen, der Karpaten, des Appenin, des Atlas, des Kaukasus, des Himalaya sowie der ihm benachbarten Kettengebirge, ferner der Anden, der nordamerikanischen Kettengebirge u. s. w. Hier finden wir dazwischen tertiäre Gesteine hoch gehoben und dislociert, während im allgemeinen die känozoischen Schichten außerhalb dieser jungen Gebirge ungestört lagern. Das gilt ganz besonders von den jüngern Schichten, denen der Quartärperiode, die nur an ganz wenigen Orten unbedeutend verworfen oder verbogen sind.

Paläontologisch ist das känozoische Zeitalter charakterisiert durch das massenhafte Auftreten der placentalen Säugetiere, die vollständig die Rolle übernehmen, die in der mesozoischen Zeit die Reptilien spielten. Die Saurier sind ausgestorben, dagegen entwickeln sich die Schlangen; die Ammoniten und Belemniten, sowie die Rudisten sind verschwunden. In der Flora gewinnen die blütentragenden Pflanzen das Übergewicht in viel höherem Grade als in der Kreideperiode.

Eingeteilt wird die känozoische Gesteinsgruppe am passendsten in 2 Systeme: 1. das Tertiärsystem, 2. das Quartärsystem. An Stelle des Ausdruckes «Quartär» gebraucht man oft den Ausdruck «Diluvium». Das «Diluvium» wird dann dem «Alluvium», d. i. den sich heute noch bildenden Schichten, gegenübergestellt. Doch werden wir sehen, dass ein solcher Gegensatz eigentlich nicht besteht.

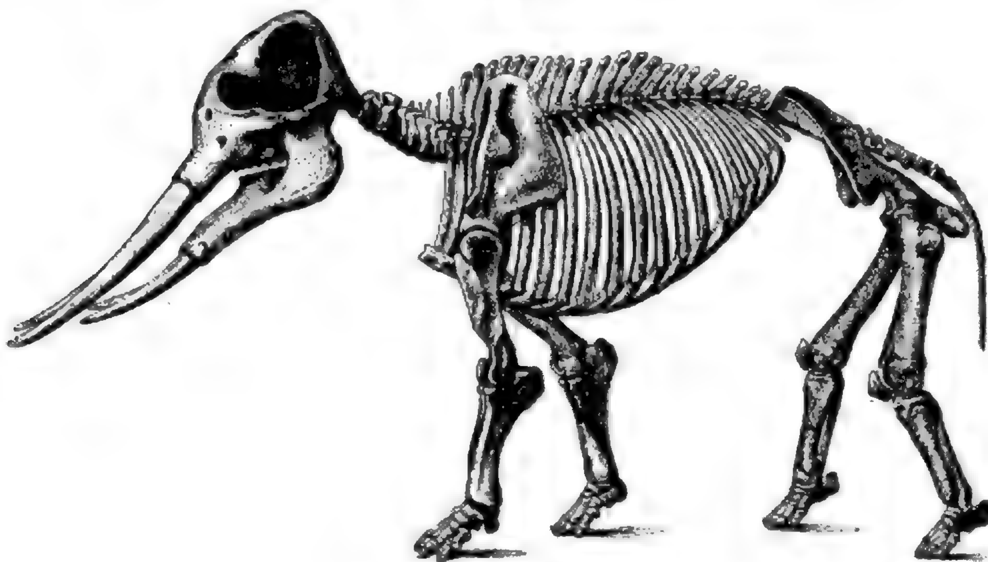
9. Das Tertiärsystem zeichnet sich durch eine von Ort zu Ort stark wechselnde Ausbildung aus. Wir dürfen zwar nicht annehmen, dass sich damals überhaupt keine auf großen Flächen einheitliche Schichten gebildet hätten. Allein gerade jene Ausbildungsform, die weithin einen einheitlichen Charakter behält, die rein marine, pelagische Ausbildung, ist uns aus der Tertiärzeit unbekannt, weil ihre Schichten auch heute noch am Boden des Oceans ruhen. Alle Gesteine, die wir aus der Tertiärzeit kennen, sind in flachen Meeren, am Strande oder auf dem Festland entstanden, wo die physikalischen Verhältnisse einem raschen Wechsel von Ort zu Ort unterworfen sind.

In der Tertiärperiode findet im Tier- und Pflanzenkleid der Erde allmählich eine Annäherung an die heutigen Verhältnisse statt. Im ältesten Tertiär ist davon noch wenig zu spüren; je mehr wir uns aber der Quartärperiode nähern, umsomehr treten moderne Floren- und Faunen-Elemente auf. Je nach dem Grad dieser Annäherung hat man das Tertiärsystem in 4 Unterabteilungen zerlegt: Man spricht vom Eocän, vom Oligocän, vom Miocän und vom Pliocän. Die beiden ersten werden auch als Alttertiär den beiden jüngern als Jungtertiär gegenübergestellt.

Die Tertiärperiode erhält, wie schon erwähnt, ihr charakteristisches Gepräge durch das zahlreiche Erscheinen von placentalen Säugetieren. Da gleich auf einmal eine ganze Reihe von Familien auftreten, müssen wir die allerersten placentalen Säuger allerdings schon in der Kreide vermuten; doch sind bis heute hier keine Reste gefunden worden. Viele

dieser tertiären Säugetiere sind sogen. Kollektivtypen, d. h. sie zeigen eine Reihe von Merkmalen, die heute nicht mehr zusammen bei einer Gattung, sondern nur bei verschiedenen Gattungen vorkommen. Im Alttertiär treffen wir vor allem zahlreiche Huftiere, die schon damals in Paarzähige und Unpaarzähige geteilt waren. Tapirartige Formen spielten eine große Rolle, besonders unter den Unpaarzähigen, so das *Paläotherium*, das als Stammform des Pferdes betrachtet wird. Zu den paarzähigen Huftieren gehörte das gleichfalls tapirartige *Anoplotherium* und das schweinsartige *Anthracotherium*. Eine besondere Gruppe der Huftiere bildete *Dinoceras* mit seiner Sippe, gewaltige in ihrem Bau an Elefanten erinnernde Tiere mit 3 Paar Hörnern auf dem Kopf und langen, säbelartigen Eckzähnen. Groß war die Zahl der Kreodonten, die als Vorfahren der heutigen Raubtiere gelten müssen und fast alle gierige, wilde

Fig. 43.



Ein Mastodon.
(Nach Gaudry.)

Räuber waren; manche erreichten die Größe eines Löwen, andere nur die des Wiesels. Verbreitet waren Affen;*) auch Insektenfresser, Nagetiere und Fledermäuse fehlten nicht. Beuteltiere waren in Australien und Südamerika vorhanden, aber nur die Beutelratte scheint eine universellere Verbreitung gehabt zu haben. In Südamerika finden wir Faultiere und Gürteltiere, die sich bis heute hier gehalten haben.

Einen etwas andern Charakter lässt die Säugetierfauna des jüngern Tertiärs erkennen. Die Hauptrolle spielen hier gewaltige elefantenartige Rüsseltiere; die 3 Gattungen *Dinotherium*, *Mastodon* (Fig. 43) und *Elephas* sind besonders bezeichnend. *Dinotherium* und *Mastodon* zeigen sich schon im Miocän, während echte Elefanten erst im Pliocän erscheinen. Von Unpaarhufern treffen wir einige Stammformen des Pferdes: im Miocän das

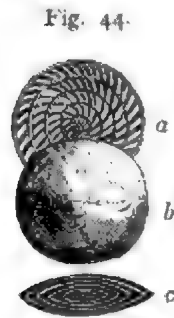
*) In Südamerika sind im Alttertiär auch platyrhine Affen gefunden worden.

Anchitherium und im Pliocän das *Hipparion;* im obersten Pliocän erscheint dann das Pferd selbst. So haben wir vom alttertiären *Paläotherium* bis zum oberpliocänen Pferd eine ganze geschlossene Entwicklungsreihe vor uns. Häufig waren Rhinocerosarten, ferner Flusspferde; echte Schweine zeigen sich, desgleichen Kamele, Hirsche, Antilopen, Giraffen, Ziegen. Auch die ersten Rinder treten im Oberpliocän auf. Zahlreich sind die echten Raubtiere; unter ihnen bemerkt man echte Hyänen, Katzen, Hunde, Bären neben Mischtypen. Die Kreodonten sind dagegen verschwunden. Weit verbreitet waren Affen und Nager. In Südamerika lebten riesenhafte Edentaten wie das Riesenfaultier *(Megatherium).* Von den Vögeln stehen viele den heute lebenden Formen sehr nahe. Die Schnäbel der tertiären Vögel sind nicht mehr mit Zähnen bewehrt wie bei ihren Vorfahren in der Kreide und im Jura.

Nicht so scharf wie bei den Säugetieren ist die Scheidung zwischen Alttertiär und Jungtertiär bei den Fischen und den übrigen Stämmen des Tierreichs; die nachfolgende Schilderung bezieht sich daher auf das gesammte Tertiär.

Unter den Fischen treten die Haifische und noch mehr die Knochenfische hervor. Gliedertiere lebten in großer Zahl, desgleichen Muscheln und Schnecken. Die Ammoniten sind ausgestorben. Unter den Coelenteraten haben nur noch die Korallen Bedeutung. Außerordentlich ist dagegen speciell im Eocän die Entwicklung der Nummuliten, einer Familie der Foraminiferen, die direkt gesteinsbildend auftritt (Nummulitenkalk) (Fig. 44).

Fig. 44.



Nummulit (nat. Gr.)
a Medianschnitt.
b Ansicht von außen.
c Querschnitt.

Die Flora, die sich hauptsächlich aus Dikotyledonen, Monokotyledonen und Koniferen zusammensetzt, weist im älteren Tertiär in Europa z. T. tropische Formen auf, so zahlreiche Palmen und Sagopalmen, daneben aber auch Ulmen, Pappeln, Weiden, Birken u. s. w., die vielleicht in hochgelegenen und daher kälteren Gebirgsregionen lebten. Im jüngern Tertiär ändert sich die Flora, nicht sowohl was ihren Charakter anbetrifft, als vielmehr in ihrer Verbreitung. Im Miocän zeigen sich in Europa immergrüne Gewächse neben vereinzelten Palmen und Sagopalmen, Feigenbäumen und Akazien, vor allem aber in großer Zahl Bäume des gemäßigten Klimas. Im Pliocän gewinnen die letzteren noch mehr die Überhand. Diese Änderung, die gleichbedeutend mit einer Wanderung der tropischen Formen nach Süden ist, weist direkt auf klimatische Änderungen hin.

Dass schon in der Jura- und Kreideperiode klimatische Zonen existierten, haben wir nach Neumayrs Untersuchungen oben geschildert. Diese Zonen waren auch im Tertiär vorhanden; speciell im Eocän dürften sich die klimatischen Verhältnisse der Erde nicht merklich von denen der Kreideperiode unterschieden haben. Allein im weitern Verlauf der Tertiärperiode erlitten die Klimazonen eine Verschiebung. Eine all-

mähliche Abkühlung griff Platz, sodass am Schluss der Tertiärperiode klimatische Bedingungen herrschten, die sich nur wenig von den heutigen unterschieden. Ein Beweis für diese höchst merkwürdige Erscheinung muss man in der Aufeinanderfolge einer alttertiären tropischen Flora, einer miocänen subtropischen und endlich einer pliocänen borealen Flora erkennen, wie wir sie in Mitteleuropa finden. Ganz analoge Erscheinungen begegnen uns aber auch in andern Teilen der Erde, besonders drastisch in der Polarregion. Noch zur Zeit des mittlern Tertiärs war hier eine reiche, üppige Flora gemäßigten Charakters, ja sogar mit subtropischen Elementen verbreitet. Auf Spitzbergen, in Ost- und Westgrönland, auf Grinnelland, auf Banksland, bei Sitka, in Alaska, in Kamtschatka und an der untern Lena sind Reste davon fossil gefunden worden, während heute hier nur eine ganz dürftige Moos- und Tundrenvegetation kümmerlich ihr Dasein fristet. Der klimatische Abstand zwischen einst und jetzt, wie er sich ohne weiteres aus diesem Gegensatz ergiebt, ist enorm. Besonders für das Gebiet von Grönland muss man eine große Abkühlung annehmen. Merkwürdigerweise ist der Betrag der Abkühlung aber in den Polarländern im Norden des pacifischen Oceans und von Ostsibirien viel kleiner als in Grönland, ebenso in Japan viel kleiner als in Mitteleuropa. Die Fossilfunde erweisen das mit ziemlicher Sicherheit. Neumayr und Nathorst schlossen daraus, dass es sich in der Tertiärperiode nicht einfach um eine Abkühlung, sondern gleichzeitig um eine Verschiebung des Pols handele, der früher um 10—20° weiter gegen das nordöstliche Asien hin gelegen habe als heute. Als dann der Pol seine heutige Lage annahm, da rückte Grönland mit seiner Umgebung, desgleichen auch Mitteleuropa in eine höhere Breite; zu der allgemeinen Abkühlung gesellte sich dadurch hier noch eine lokale, durch die Breitenänderung verursachte. Japan, Kamtschatka und Sibirien dagegen gerieten in niedrigere Breiten; der dadurch bedingte Wärmegewinn hob hier einen Teil der allgemeinen Abkühlung wieder auf. In der That muss diese Erklärung noch immer als die beste gelten, wenn sich ihr auch manche Schwierigkeiten in den Weg stellen und speciell einige neue Pflanzenfunde in Nordsibirien nicht ganz der Hypothese zu entsprechen scheinen.

Durchgreifende Veränderungen hat im Lauf der Tertiärperiode die Gestaltung der Erdoberfläche erfahren. Dass zahllose vulkanische Vorkommnisse und vor allem die jungen Kettengebirge in der Tertiärzeit angelegt wurden, ist bereits erwähnt worden. Aber auch die Verteilung von Wasser und Land, die Herausbildung der heutigen Festländer und Oceane erfolgte z. T. in der Tertiärperiode. Äußerst mannigfaltig und kompliziert sind die Vorgänge, die schließlich die Erdoberfläche ihrem heutigen Zustand zuführten. Wir müssen uns hier damit begnügen, kurz einige Züge zu schildern, die zum Verständnis der Tertiärablagerungen Europas unerlässlich sind.

Zu Beginn der Tertiärperiode war das Meer in Nord- und Mittel-Europa merklich eingeschränkt. Ein flacher Arm bedeckte das Becken

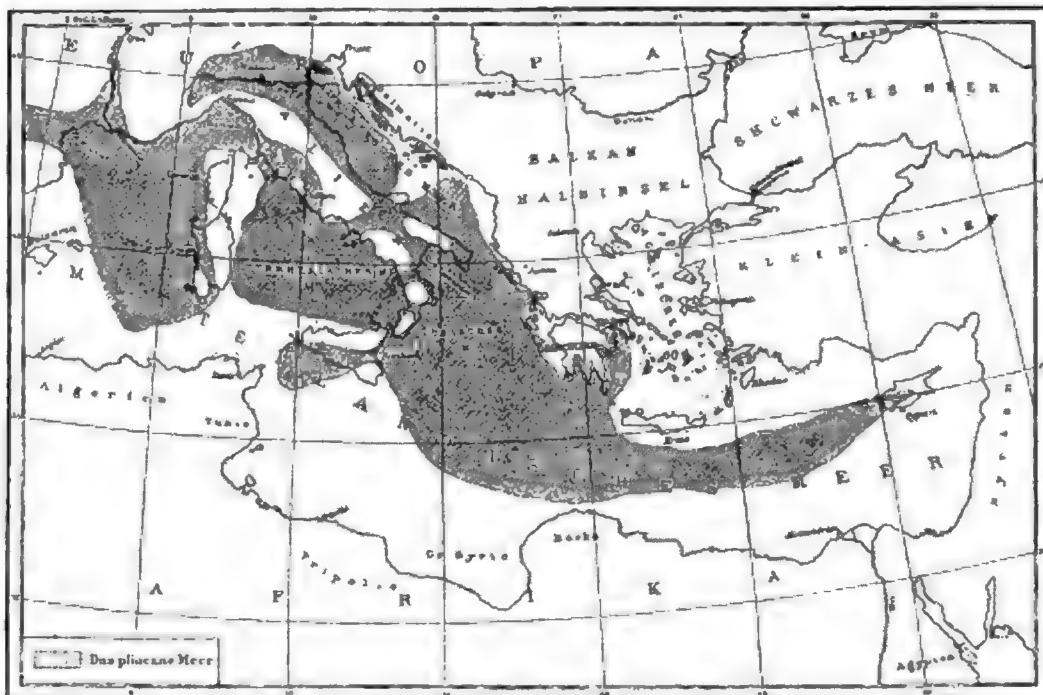
von Paris und Belgien, desgleichen etwas später das Gebiet von London. Aber nicht nur marine, sondern zeitweise auch brackische Gesteinsschichten wurden hier abgesetzt. Das weist auf erhebliche Schwankungen der Umrisse der Meere hin. Alle Absätze sind locker und oft unverfestigt und oft wie der Pariser Grobkalk, von einem wunderbaren Reichtum an Fossilien. Flachmuldenförmig liegen die Schichten im Pariser Becken, sodass man, sich Paris nähernd, auf immer jüngere und jüngere Ablagerungen tritt. Im Oligocän gewann das Meer gewaltig an Umfang. Es nahm auch von Norddeutschland Besitz und trat vielleicht durch das Mainzer Becken zeitweise sogar mit dem Südmeer in Verbindung. Auf seinem Boden lagerte sich in Norddeutschland u. a. der Septarienthon ab. Zahlreiche Lignitlager wurden damals gebildet (Halle, am Harz u. s. w.). Aus dieser Zeit stammt auch die merkwürdige Ablagerung bei Königsberg, die nach dem häufigen Vorkommen des Bernsteins den Namen der Bernsteinformation des Samlandes erhalten hat und die im Bernstein, dem erhärteten und als Geröll ins Meer gelangten Harz einer Reihe von Nadelhölzern, uns eine überaus reiche Insektenfauna erhalten hat. Noch während des Oligocäns begann das Meer sich wieder zurückzuziehen, um von jetzt an den Norden des europäischen Festlandes nur noch randlich zu überfluten. Im Miocän war nur der Nordwestsaum von Deutschland und Holland unter dem Meer, sowie Teile der atlantischen Küste von Frankreich. Ein noch weiterer Rückzug erfolgte im Pliocän, sodass in Deutschland das Pliocän nur durch Flussablagerungen vertreten ist.

Nicht viel anders war der Gang der Ereignisse im Süden Europas. Zur Eocänzeit bestand hier allerdings ein gewaltiges, von West nach Ost gestrecktes Meer, das vom atlantischen Gestade bis Indien reichte und einen Arm von Westen her in die Gegend der nördlichen Alpen sandte. In diesem Meer, aus dem sich im Laufe der Zeiten das heutige Mittelmeer entwickelt hat, kamen die Kalk- und Sandsteinbildungen der Alpen, des Appenin, Nordafrikas und Indiens zur Ablagerung, die durch das Auftreten von Nummuliten charakterisiert sind. Fast ganz besteht aus Nummuliten der Nummulitenkalk, und in Bänken kommen sie im eocänen Sandstein vor, der zum sogenannten Flysch der Alpen gehört, einer küstennahen Bildung; beide Facies laufen nebeneinander her. Flyschsandsteine zusammen mit einem Teil der Molasse*) stellen auch die Bildungen des Oligocäns am Nordrand der Alpen dar. Wie im Norden, so wechselt auch hier vom Oligocän an die Ausdehnung des Meeres stark, sodass mehrfach marine und Süßwasserablagerungen mit einander alternieren. Im allgemeinen aber fand ein Rückzug des Meeres statt. Am schärfsten äußert sich das in der Unterbrechung der Wasserverbindung zwischen Spanien und Indien: Das Mittelmeer schloss sich im Miocän gegen Osten hin ab und wurde im Pliocän noch mehr eingeschränkt (Fig. 45). Dieser allmähliche Rückzug des Meeres ist auch deutlich in den Ablagerungen des Wiener Beckens zu erkennen. Auf marine

*) Name für weichen Sandstein.

Schichten (erste und zweite Mediterranstufe, Obermiocän) lagern sich halbbrackische Binnenabsätze (Sarmatische Stufe, oberstes Miocän), dann reine Brackwasserbildungen (Pontische Stufe, unteres Pliocän) und endlich die Flusssande und Schotter des obern Pliocän. Diese so überaus mannigfachen Bildungen verraten uns, dass die Gegend von Wien zuerst von einem Arm des Mittelmeeres eingenommen wurde, der sich jedoch bald abschnürte. Es entstand ein gewaltiges osteuropäisches Binnenmeer, das bis zum Schwarzen Meer reichte und später in mehrere Seeen zerfiel (Pontische Stufe); diese Seeen bildeten bis zum kaspischen Meer eine ganze Kette. Im jüngern Pliocän schwand auch ein Teil dieser Seeen,

Fig. 45.



Karte des östlichen Mittelmeers zur älteren Pliocänzeit.
(Nach Neumayrs Erdgeschichte.)

und Flüsse lagerten ihre Schotter auf dem trockengelegten Boden ab. Eine analoge Aussüßung lässt auch das Mainzer Becken vom Mitteloligocän an erkennen, wo es noch vom Meerwasser eingenommen war.

Wie z. T. in Europa, so sind auch in Nordamerika am Rande des Kontinents vielfach marine Tertiärablagerungen vorhanden, im Centrum dagegen treffen wir Niederschläge aus großen Seeen. So bestand im ältern Tertiär zwischen dem Felsengebirge und dem Wahsatchgebirge ein Süßwassersee, dessen an fossilen Säugetieren sehr reiche Ablagerungen eine Mächtigkeit von 3000 *m* erreichen. In Südamerika gehört in die Tertiärzeit ein Teil der Pampasformation, einer äußerst mächtigen Lössablagerung, gleichfalls mit reichen Säugetierfunden.

10. Das Quartärsystem zeichnet sich noch mehr als das Tertiär durch das Dominieren lockerer Gesteine aus. Ihm eigen ist vor allem das massenhafte Auftreten von Gletscherbildungen; aber auch alle andern Formen von festländischen Ablagerungen kommen vor; so spielen Flusskiese und Sande eine große Rolle, desgleichen Löss. Marine Sedimente sind ganz auf die nähere Umgebung der heutigen Küsten beschränkt; dafür zeigen sich im Herzen der Kontinente Seeenabsätze.

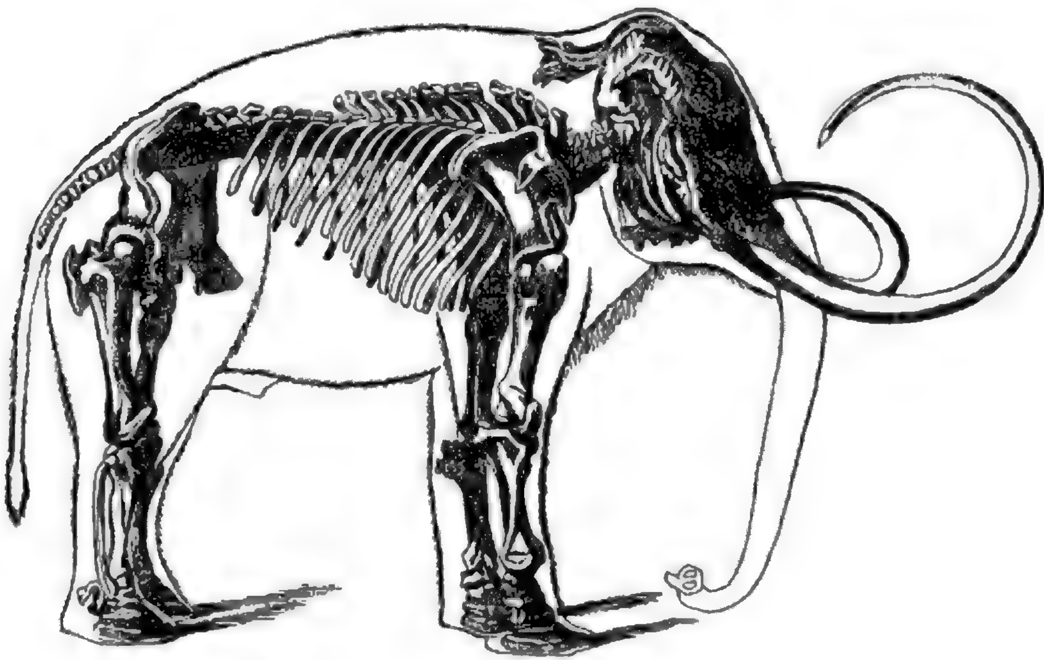
Die Quartärbildungen sind von ungeheurer Verbreitung, bedecken sie doch den größern Teil des Festlandes der Erde. Auf einer geologischen Karte tritt das freilich meist nicht klar hervor, weil hier das Quartär oft fortgelassen und nur das Felsgerüste, auf dem es ruht, dargestellt wird.

Die Fauna und Flora der Quartärperiode lehnt sich eng an die der Tertiärzeit an; der Charakter ist der gleiche, sodass von einigen Forschern die ganze Quartärperiode noch dem Tertiär zugerechnet wird. Nur das Erscheinen des Menschen könnte man als das paläontologische Merkmal der Quartärzeit ansehen, wenn wir es nicht für wahrscheinlich halten müssten, dass schon im Tertiär Menschen lebten. Sichere Spuren zeigen sich allerdings erst im ältern Quartär. Freilich sind es oft nur indirekte Zeichen seiner Anwesenheit, die wir finden: Werkzeuge aus Stein, die er sich zugeschlagen und zugekniffen hat; allein sie sprechen zu uns nicht weniger deutlich als die fossilen Menschenknochen. Im Übrigen zeigt die Säugetierfauna den gleichen Typus, wie in der Tertiärzeit. Einen hervorstechenden Zug bildet für Europa und Asien das häufige Vorkommen von gewaltigen Elefantenarten; im ältern Quartär spielt *Elephas meridionalis*, später *Elephas antiquus* und im jüngern Quartär *Elephas primigenius* — das Mammut — eine große Rolle (Fig. 46). Daneben zeigen sich Rhinocerosarten. Das Auftreten dieser großen Tiere, zu denen sich noch eine Reihe von anderen gesellen, die wir heute erheblich südlicher finden, giebt der diluvialen Tierwelt Europas im Vergleich zu heute ein etwas fremdartiges Gepräge. Aber auch fast alle Tiere, die heute für Europa charakteristisch sind, lebten schon damals hier. Gleichwohl zeigt ein Vergleich mit der überaus reichen Tertiärfauna, dass die Säugetierfauna der Diluvialzeit verarmt ist und im Lauf der Diluvialzeit noch mehr verarmt. Es führt sich das einerseits auf die erdgeschichtlichen Ereignisse, die die Quartärzeit auszeichnen, zurück, dann aber auf die Thätigkeit des Menschen, der gerade die größten Tiere vielfach verjagt und vernichtet hat. Zu den ausgestorbenen diluvialen Tieren gehören der irische Riesenhirsch, dessen Geweihenden fast 4 *m* Abstand von einander hatten, das wunderbare *Elasmotherium*, das als furchtbare Waffe ein riesiges Horn auf der Stirn trug, verschiedene Raubtiere, wie der Höhlenbär — so genannt, weil seine Knochen in Höhlen gefunden werden, — die Höhlenhyäne, der messerzähnige Tiger, ein Löwe u. s. w., ferner die oben genannten Rhinocerosarten und Elefanten. Vom jüngsten dieser ausgestorbenen Dickhäuter, dem Mammut, werden noch heute zuweilen im Eisboden Sibiriens ganze Kadaver mit Fleisch und Haut

gefunden. An ihnen konnte man feststellen, dass das Mamuth ein dickes, braunes Fell trug.

Etwas anders ist die Diluvialfauna Amerikas beschaffen. In Nordamerika sind die Elefanten z. T. durch einen riesenhaften *Mastodon* vertreten. Merkwürdiger Weise finden sich große Pferdearten; sie starben später gänzlich aus, sodass die Entdecker Amerikas das Pferd erst wieder einführen mussten. Das Pekari, der Waschbär, das Baumstachelschwein leben noch heute an Ort und Stelle. Südamerika war durch riesenhafte Edentaten ausgezeichnet, die besonders in den Pampasablagerungen zahlreich gefunden worden sind. Die Faunen von Nord- und Südamerika

Fig. 46.



Mammut.
(Nach Neumayrs Erdgeschichte.)

blieben nicht unvermischt. Dank der im Tertiär eröffneten Landbrücke zwischen Nord und Süd verirrten sich in der Quartärperiode eine Reihe von Typen Nordamerikas nach Südamerika, so das Lama und das Pferd, und entsprechend eine Reihe von Südamerikanern nach Nordamerika, so mehrere Edentaten. Auch in Nordamerika lebte in der Quartärzeit der Mensch. Werkzeuge, die nur aus seiner Hand hervorgegangen sein können, sind zusammen mit Überresten von *Mastodon* gefunden worden.

Wieder anders ist der Charakter der Diluvialfauna Australiens. Wie heute, so dominierten schon damals Beuteltiere, von denen einzelne eine riesenhafte Größe erreichten; daneben zeigen sich Monotremen. Ein sehr bemerkenswerter Zug ist das Auftreten von großen Laufvögeln; eine ganze Reihe von Arten sind aus dem australischen Diluvium bekannt. Sie spielen bekanntlich noch heute in Australien eine große

Rolle; kaum ein Jahrhundert ist vergangen seit der Moa, der Riesenlaufvogel Neuseelands, der einst das Hauptjagdtier der Maoris war, ausgerottet worden ist.

So spiegeln sich in der Zusammensetzung der Diluvialfauna und ihrer Verbreitung auf der Erdoberfläche genau die heutigen Verhältnisse wieder. Die Übereinstimmung ist eine so weit gehende, dass wir, wenn wir etwa auf die Gegenwart so zurückblicken könnten, wie wir heute auf die Tertiärzeit zurückblicken, ganz gewiss nicht anders könnten, als die Gegenwart der Diluvialperiode zuzurechnen. Die Trennung von Alluvium und Diluvium ist daher paläontologisch nicht gerechtfertigt. Es empfiehlt sich, sie vollkommen aufzugeben; denn auch im Gang der erdgeschichtlichen Ereignisse ist die Gegenwart durch nichts vor der diluvialen Vergangenheit ausgezeichnet, was eine solche Scheidung begründen könnte.

Der Gang der Erdgeschichte in der Quartärperiode steht ganz unter dem Einflusse gewaltiger Klimaschwankungen. Ein mehrfacher Wechsel von Perioden, die kälter waren als die Gegenwart, mit solchen, die klimatisch der Gegenwart entsprachen oder sogar eine noch etwas höhere Temperatur aufwiesen, zeichnet die Quartärzeit aus. Diese Klimaschwankungen betrafen dem Anschein nach die ganze Erdoberfläche gleichzeitig. Die sichtbarste Folge der Kälteperioden war jedesmal eine starke Größenzunahme der Gletscher, eine Eiszeit. Als Centrum der Vereisung funktionierten hohe Gebirge. So entsandte das mächtige skandinavische Gebirge Eismassen, die die Nordsee und die Ostsee ausfüllten und bis ins Herz von Russland und Deutschland vordrangen, ein wahres Inlandeis, wie es heute Grönland hat. Große Eisströme erreichten von den Höhen der Alpen aus deren Vorland, auf dem sie sich z. T. weit ausbreiteten. Der Kaukasus, die Pyrenäen trugen große Gletscher, der Schwarzwald, die Vogesen, das Riesengebirge, die Auvergne kleinere. Ein kleines Inlandeis knüpfte an das schottische Hochland an; seine Stirn lag im Süden unweit der Themse. Die Gletscher Asiens waren weit kleiner und im wesentlichen auf die Gebirge beschränkt. Die beigegebene Karte (Fig. 47) wird besser als Worte die Verhältnisse schildern.*)

Ein weit größeres Inlandeis, als es der Norden Europas trug, bedeckte den Norden Amerikas (Fig. 48). Im Felsengebirge und in der Sierra Nevada, sowie in den nördlich anstoßenden Gebirgen zeigten sich stattliche Gletscher. Selbst in der Nähe des Äquators, in der Sierra Nevada de Santa Marta, sind Spuren einer früher viel größern Gletscherausdehnung gefunden worden, desgleichen in Argentinien und in Chile. In Australien sind auf dem Festland nur dürftige Spuren kleiner Gletscher zu beobachten; Neuseeland aber war stark vereist.

Überblickt man die Ausdehnung der Gletscher der Eiszeit, so erkennt man deutlich, dass überall das diluviale Gletscherphänomen nur

*) Die vergletscherten Gebiete sind durch Punktierung hervorgehoben, die Wasserflächen (Meer und Seeen) durch horizontale Schraffierung.

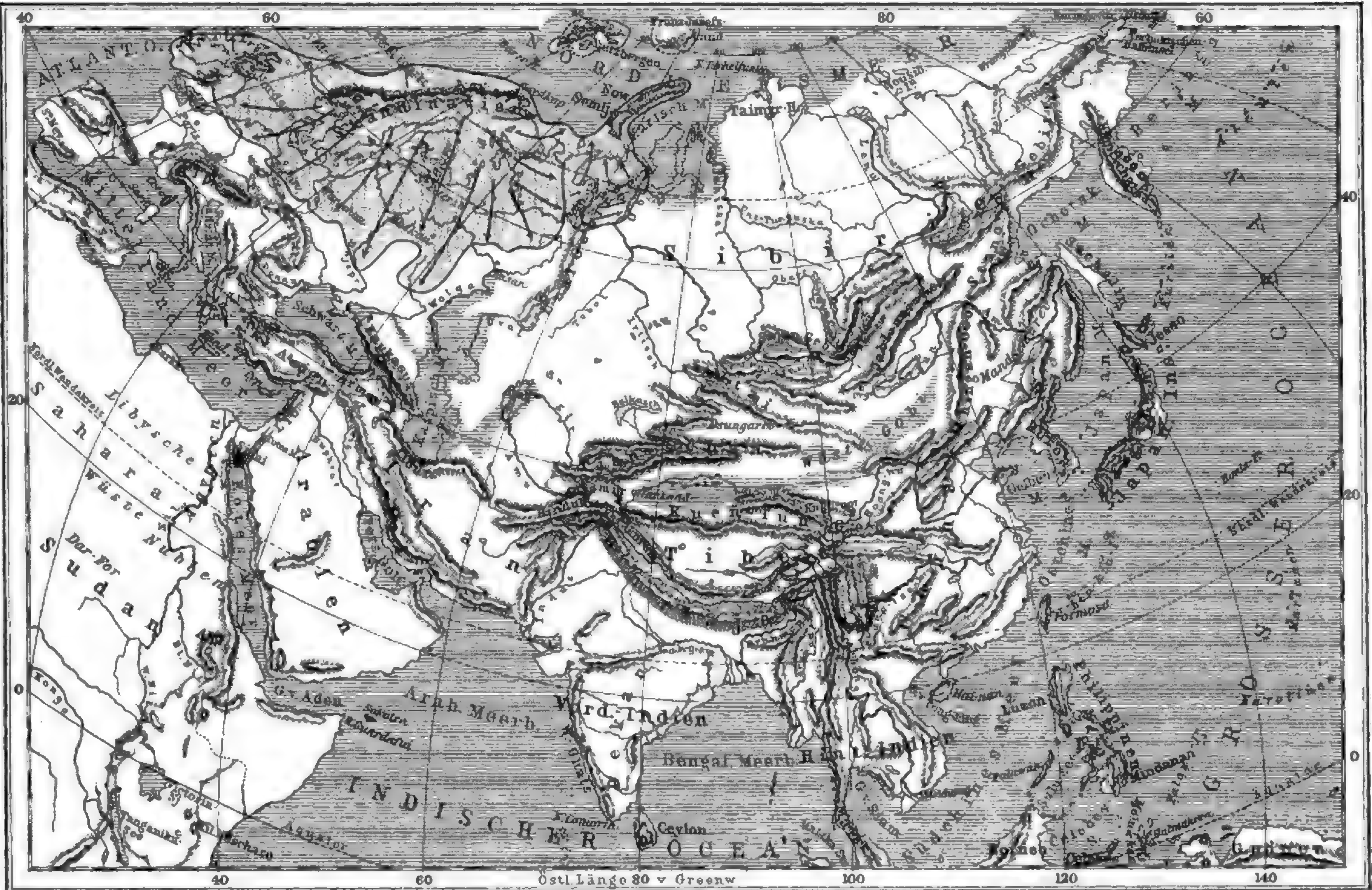
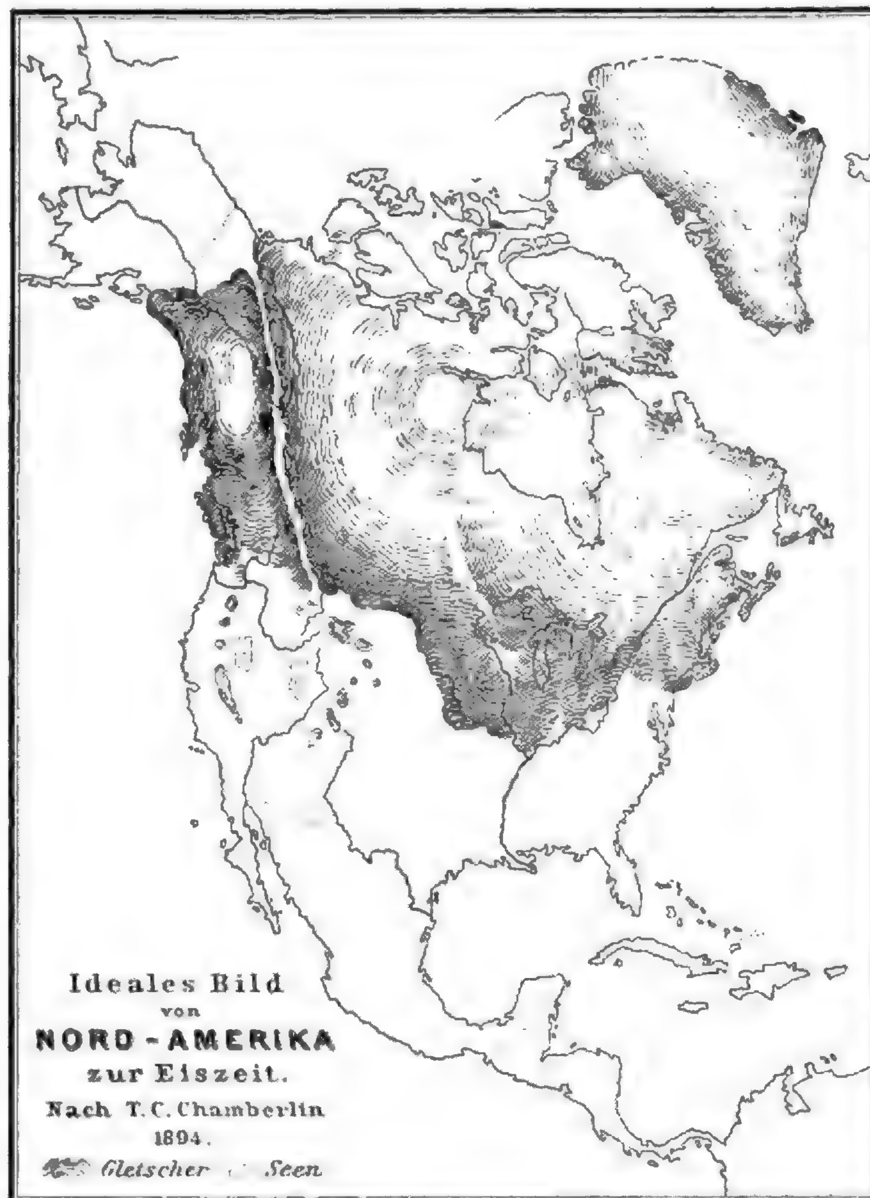


Fig. 47. Europa und Asien zur Eiszeit (nach J. Geikie.)

eine Steigerung des heutigen war und dass diese Steigerung besonders in den Gebieten mit oceanischem Klima große Dimensionen annahm, in solchen mit kontinentalem Klima dagegen mehr zurücktrat. Penck hat gezeigt, dass das ganze Eiszeitphänomen durch eine Lage der Schneelinie

Fig. 48.



um etwa 1000 *m* tiefer als heute vollkommen erklärt werden kann. Was aber die Ursache der Temperaturerniedrigung ist, die wir für diese Senkung der Schneegrenze annehmen müssen und die etwa 4—5° C betrug, ist noch ganz rätselhaft.

In streng kontinentalen Gebieten mit wenig Regenfall waren die Eiszeiten durch ein Anschwellen der abflusslosen Seeen ausgezeichnet. Das ist nur natürlich, da es genau dieselben Faktoren sind, die den

Stand der abflusslosen Seeen und denjenigen der Gletscher beeinflussen. Vermehrter Niederschlag verursacht eine Zunahme des Wasserzuflusses zu den abflusslosen Seeen wie des Eiszuflusses zu den Gletschern und eine Verminderung der Temperatur mindert dort die Verdunstung, also die Wasserabfuhr, hier die Abschmelzung. Umgekehrt wirken Verminderung des Niederschlages und Steigen der Temperatur. Spuren großer Seeen, von denen einige sogar vorübergehend über den niedrigsten Punkt ihrer Umrandung einen Abfluss erhielten, sind aus der Diluvialzeit im Großen Becken der Vereinigten Staaten bekannt. Der heutige Große Salzsee und die kleinen Seeen bei Carson City sind die kümmerlichen Überreste dieser einst so weit ausgedehnten Wasserflächen. Kleinere Seeen belebten einzelne Teile der Sahara und mächtig angeschwollen war das kaspische Meer, das mit dem Aralsee zusammenhing. (Vgl. Fig. 47 u. 48.)

Drei Eiszeiten sind heute sicher nachgewiesen; jede von ihnen ist durch Gletscherablagerungen repräsentiert. Den Perioden zwischen den Eiszeiten, den Interglacialzeiten, entsprechen dagegen Schichten, die von Gletscherablagerungen unterlagert und überlagert werden; sie enthalten nicht selten Pflanzen und Tiere, die nicht unter dem Gletscher gelebt haben können, sondern zu einem Teil auf ein wärmeres Klima hinweisen, als es heute an Ort und Stelle herrscht. Gleichzeitig dürfte das Klima verhältnismäßig kontinental gewesen sein; wenigstens wurde in der letzten Interglacialzeit an vielen Orten Löss abgelagert, dessen Steppenfauna auf eine Entstehung desselben als Steppenbildung hinweist.

Die Spuren der letzten Eiszeit sind naturgemäß viel besser erhalten, als die der beiden früheren Vergletscherungen; oft sind sie so frisch, dass man meinen möchte, vor wenig Jahrhunderten erst habe der Gletscher sich zurückgezogen. Doch ist das eine Täuschung; die seit Schluss der letzten Eiszeit verflossene Zeit ist viel länger. Man hat sie an mehreren Orten zu bestimmen gesucht, indem man die Zahl der Jahre schätzte, die für die Arbeit nötig waren, die das fließende Wasser in postglacialer Zeit vollbracht hat. Zwar weichen die Resultate der verschiedenen Forscher nicht unerheblich von einander ab; immerhin muss heute der Wert von rund 20—25000 Jahren als der wahrscheinlichste gelten. Wie lang dagegen die Eiszeiten und Interglacialzeiten waren, ist überaus schwer zu sagen. In einem Punkt ist man allerdings heute z. T. einig: Die Interglacialzeiten sind wesentlich länger als die Postglacialzeit; wir sind von der letzten Eiszeit durch eine kürzere Spanne Zeit getrennt als die letzte Eiszeit von der vorletzten oder diese von der ersten. Das ist schon ein wichtiges Ergebnis, das zur Evidenz zeigt, dass wir thatsächlich noch mitten in der Diluvialzeit stehen und gar kein Recht haben, die Gegenwart als eine Periode für sich auszuscheiden.

Die großen Klimaschwankungen haben die Verbreitung der Organismen stark beeinflusst. Jede Kälteperiode war von einer Wanderung der Typen eines gemäßigten Klimas nach Süden begleitet und jedesmal

nahmen hochnordische Arten das von jenen verlassene Gebiet in Mitteleuropa ein, um sich in der nächsten Interglacialzeit wieder zurückzuziehen und z. T. einer Steppenfauna und -flora, z. T. der Lebewelt eines wärmern Klimas das Gelände zu überlassen. Deutlich spiegelt sich das noch in der heutigen Lebewelt. In den Gebirgen finden wir Flüchtlinge des arktischen Lebens, die sich beim Wärmerwerden des Klimas am Schluss der letzten Eiszeit hierher gerettet haben. So ragen in jeder Beziehung die Ereignisse der Diluvialzeit in die Gegenwart herein. Die **Gegenwart ist nur die letzte Phase der Diluvialzeit.**

Die Umrisse des Festlandes veränderten sich während dieses Wechsels der Eiszeiten und Interglacialzeiten verhältnismäßig wenig (vgl. Fig. 47). Große Umsetzungen von Wasser und Land traten nicht ein. Immerhin ist wichtig, dass noch nach Schluss der letzten Eiszeit während eines längern Zeitraumes Großbritannien und Irland mit dem europäischen Festland zusammenhingen. Die Grenzen des Meeres hatten sich damals weit nach Westen zurückgezogen. Postglaciale Torflager sind in England unter dem Niveau des Meeres gefunden worden, also in einer Lage, in der sie bei dem heutigen Stande des Meeres nicht hätten entstehen können. Dann beweist aber auch das Vorkommen von Tieren in England, die erst nach der Eiszeit wieder in Mitteleuropa eingewandert sind, dass in postglacialer Zeit eine Landbrücke bestanden haben muss, die England mit Frankreich verband und von jenen Tieren benutzt wurde.

— - - -

Zweiter Abschnitt.

Die Vorgänge, die an der Ausgestaltung der Erdoberfläche arbeiten.

Wir haben das Material kennen gelernt, aus dem die Erdkruste besteht und das ihre verschiedenen Formen zusammensetzt. Allein das kann uns noch nicht genügen, um die Formen zu erklären. Denn wie der Stein erst in der Hand des Menschen zum Baustein wird, und erst des Menschen Arbeit die Bausteine zum Gebäude zusammenfügt, so arbeiten die mannigfachsten Vorgänge aus dem Material der Erdkruste erst die Formen heraus, die unser Auge erblickt. Hier werden Gesteinsmassen aufeinandergetürmt und so Gebirge geschaffen, dort Gesteinsmassen fortgenommen, an jener dritten Stelle die fortgenommenen abgesetzt. Die Zahl all dieser Vorgänge ist Legion; sie lassen sich nach dem Ort, von wo sie ihre Kraft beziehen, im wesentlichen in zwei große Gruppen teilen. Wir haben einerseits Vorgänge, die von unten, aus dem Innern der Erde heraus arbeiten — die endogenen Vorgänge; im Gegensatz zu ihnen stehen die exogenen Vorgänge, die von aussen her die Erdoberfläche bearbeiten. Die Quelle der endogenen Vorgänge ist in der Eigenwärme der Erde zu suchen; sie sind die Reaktionen des Erdinnern auf die Erdoberfläche. Die Quelle der exogenen Vorgänge liegt dagegen vornehmlich in der Wärme, die uns von der Sonne zugestrahlt wird. In beiderlei Vorgänge greift die Gravitation ein; vor allem die vertikal von oben nach unten wirkende Schwerkraft der Erde lenkt sowohl die exogenen als auch die endogenen Vorgänge in gewisse Bahnen, während die Anziehung, die Sonne und Mond ausüben, von verhältnismäßig untergeordneter Bedeutung ist.

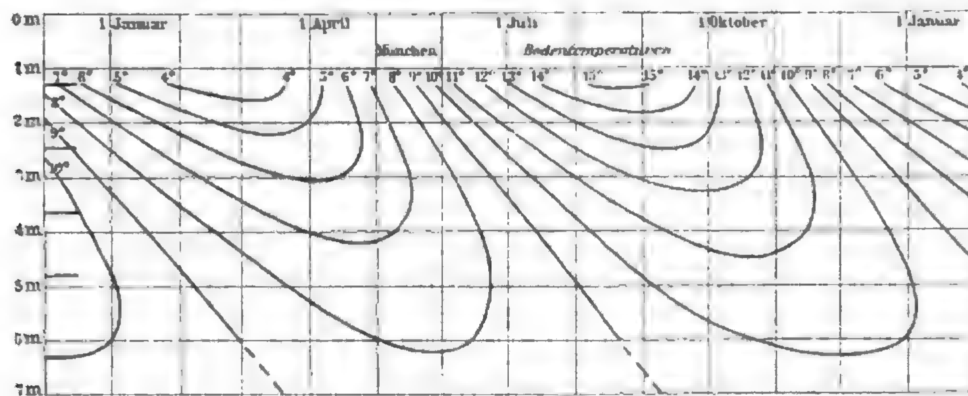
Die endogenen Vorgänge.

Die Temperaturverhältnisse der festen Erdrinde und das Erdinnere.

Die Temperaturverhältnisse der obersten Erdschicht. Nur die oberste Erdschicht nimmt teil an den Temperaturschwankungen der Atmosphäre. Sie lässt unter dem Einfluss der Sonnenstrahlung eine tägliche und eine jährliche Periode der Bodentemperatur erkennen. Die unmittelbare Oberfläche zeigt diese Temperaturschwankungen sogar stärker als die Atmosphäre, da der Boden sich durch die Sonnenstrahlen stärker erwärmt und

durch Ausstrahlung nachts stärker abkühlt als die Luft, empfängt diese doch ihre Wärme zum größten Teil erst vom Boden aus. Besonders wo das Erdreich nackt zu Tage liegt, zeigt sich das sehr scharf; wo es sich dagegen unter einer Decke von Vegetation oder Schnee birgt, ist das Verhalten z. T. anders. Durch Leitung pflanzen sich diese Temperaturschwankungen in die unmittelbar unter der Oberfläche liegenden Erdschichten fort, aber nur sehr langsam und nicht in große Tiefe, da die Gesteine ein sehr geringes Leitungsvermögen besitzen. So kommt es, dass die tägliche Schwankung sich nur bis zu einer Tiefe von 1 bis 1½ *m* geltend macht. Die jährliche reicht tiefer hinab; aber auch sie hört in Europa in einer Tiefe von 25 *m*, in den Tropen schon in viel geringerer Tiefe gänzlich auf. Dieses Ausklingen vollzieht sich derart, dass mit wachsender Tiefe die Amplitude immer mehr abnimmt und gleichzeitig auch die zeitliche Lage der Extreme sich verschiebt. Während an der Oberfläche wie in

Fig. 49.



Vorrücken der Erwärmung und der Abkühlung im Erdboden in die Tiefe nach den Beobachtungen zu München (nach Singer.)

der Atmosphäre in Mitteleuropa der Juli der heißeste, der Januar der kälteste Monat ist, fällt z. B. nach langjährigen Beobachtungen in München in der Tiefe von 1,3 *m* das Minimum auf Anfang März und das Maximum auf Mitte August, in der Tiefe von 6 *m* sogar das Minimum auf Ende Mai und das Maximum auf Mitte November. In noch größeren Tiefen wird die Verschiebung so groß, dass die Jahreskurve hier gerade umgekehrt verläuft wie an der Oberfläche, ja noch tiefer beträgt die Verschiebung mehr als ein Jahr. Man sieht hieraus, wie die Erwärmung im Sommer und die Abkühlung im Winter allmählich erst in den Boden abwärts rückt. Fig. 49 stellt das graphisch dar. Sie gestattet, indem man die Temperaturen entlang einer horizontalen Linie verfolgt, die jährliche Schwankung in einer bestimmten Tiefe zu erkennen und gleichzeitig, indem man die in einer Vertikalen liegenden Temperaturen ins Auge fasst, die vertikale Verteilung der Temperatur im Erdboden an einem bestimmten Tage des Jahres zu überblicken. So herrscht z. B.

am 1. Juni in 1.3 *m* Tiefe eine Temperatur von 10.3° *C* von 3 bis 6 *m* Tiefe dagegen eine solche unter 8°, während weiter nach unten hin die Temperatur wieder steigt; wir treffen also in 3—6 *m* Tiefe gleichsam noch einen Kälterest aus dem Winter her. Am 1. Dezember ist in der gleichen Tiefe ein Wärmerest vom Sommer vorhanden.

Gleich unterhalb der Schicht, die noch an der Jahresschwankung teilnimmt, herrscht Jahr aus Jahr ein die gleiche Temperatur. So zeigt ein 1783 von Lavoisier im Keller der Pariser Sternwarte in 27.6 *m* Tiefe aufgestelltes Thermometer unverändert 11.7° *C*. Die Temperatur dieser sogenannten neutralen Schicht ist in verschiedenen Klimaten ganz verschieden, in den Tropen tropisch heiß, in polaren Gegenden polarkalt. Hier findet sich bis in erhebliche Tiefen herab ein ewig gefrorener Eisboden; nur ganz oberflächlich taut er im Sommer auf und gestattet dann der Vegetation zu gedeihen, während wenige Fuss unter der Oberfläche das Eis den Sommer überdauert. Die Südgrenze des Eisbodens zieht nach W. Köppen etwa von der Yukonmündung gegen die Ostspitze Labradors und in der alten Welt von dem Eingang ins Weiße Meer gegen das sajansche Gebirge und zur Amurmündung. Der Eisboden reicht z. T. bis zu sehr großen Tiefen; er ist z. B. von dem berühmten 116 *m* tiefen Scherginschacht bei Jakutsk noch nicht durchsunken worden.

Man glaubte früher, dass die Temperatur der neutralen Schicht dem Jahresmittel der Lufttemperatur der betreffenden Gegend entspreche. Das hat sich nicht ganz bestätigt; die Temperatur ist vielmehr etwas höher. Besonders für die Tropen ist das von Blanford und Hill dargethan worden. Aber auch in höheren Breiten zeigt sich dasselbe, namentlich scharf in hochgelegenen Teilen der Erdoberfläche. Die Bodentemperatur ist hier unter Umständen im Jahresmittel um einen Grad und mehr höher als die Lufttemperatur. Das gilt vor allem dort, wo in der kalten Jahreszeit Schnee den Boden bedeckt und vor starker Abkühlung schützt. Dabei wird der Überschuss der Bodentemperatur über die Lufttemperatur umso größer, je tiefer man in den Boden herabsteigt. Im allgemeinen besteht also in den obersten Erdschichten ein Temperaturgefälle gegen die Oberfläche hin. Sehr viel schärfer zeigt sich diese Erscheinung in den Temperaturen größerer Tiefen.

Tiefentemperaturen. Schon früh machte man in Bergwerken die Erfahrung, dass die Temperatur umsomehr zunimmt, je tiefer man in die Erde hinabsteigt. Die ältesten Angaben hierüber verdanken wir dem deutschen Bergmann Schapelmann, welcher auf Kirchners Anregung (1664, *Mundus subterraneus II*) zu Herrengrund in Ungarn Beobachtungen anstellte, die ergaben, dass die Gruben, wenn sie trocken sind, um so wärmer sind, in je größere Tiefen sie eindringen. Nach ihm waren es Gensanne (1740), der in den Gruben von Giromagny in den Vogesen, Freiesleben und von Humboldt (1791), die in den Berg-

werken Sachsens Messungen anstellten. Von dieser Zeit ab folgen sich die Beobachtungen in großer Zahl bis auf unsere Tage. Wenn nun auch alle Beobachtungen dem Sinn nach übereinstimmende Ergebnisse liefern, so unterliegt doch der Betrag der Zunahme der Temperatur mit der Tiefe von Ort zu Ort nicht unerheblichen Schwankungen. Das äußert sich in dem verschiedenen Wert der geothermischen Tiefenstufe. Man versteht darunter die Tiefe, um die man abwärts steigen muss, um eine Temperaturzunahme von 1° *C* zu erfahren. In preußischen Bergwerken schwanken die Beträge der geothermischen Tiefenstufe z. B. zwischen 115.3 und 15.5 *m*. Diese Unterschiede erklären sich zu einem großen Teil aus örtlichen Verhältnissen, die gerade in Bergwerken die Temperatur beeinflussen. Zunächst findet, wenn auch meist nur in beschränktem Umfang, eine Durchlüftung des von Schachten und Stollen durchschlagenen Erdbodens statt. Wie sehr aber die Durchlüftung die Temperaturen des Bodens beeinflussen kann, hat Penck für den Karst gezeigt; sie wirkt in dem Sinn, dass sie bis zur Sohle des Schachts die geothermische Tiefenstufe vergrößert. Dann tragen die im Bergwerk cirkulierenden Wasser zur Entstellung der Bodentemperaturen bei. Vor allem aber spielen sich in Bergwerken häufiger als im unverletzten Gestein chemische Prozesse ab, die mit Wärmeentwicklung verbunden sind. Aus diesen Gründen sind die in Bergwerken gefundenen Ergebnisse nicht einwandfrei.

Viel zuverlässiger sind die Beobachtungen, die man bei Bohrungen gefunden hat, wie sie zum Zweck des Auffindens einer wasserführenden Schicht, eines Salzlagers, dann aber auch direkt zum Zweck der Temperaturbeobachtungen besonders in den letzten Jahrzehnten mehrfach angestellt worden sind. Die 9 tiefsten, über 1000 *m* herabgehenden Bohrlöcher finden sich in Norddeutschland; man dankt sie der preußischen Bergwerkverwaltung; wir führen diejenigen von ihnen, in denen die Temperatur beobachtet worden ist, (z. T. nach Huyssen) hier auf.

	Größte Tiefe	Geothermische Tiefenstufe
Sennewitz bei Halle	1111 *m*	36.7 *m*
Sperenberg bei Berlin	1273 *m*	32.0 *m*
Lieth bei Altona	1338 *m*	35.1 *m*
Schladebach bei Leipzig	1748 *m*	36.9 *m*
Paruschowitz in Ober-Schlesien	2003 *m*	34.1 *m*.

Die Differenzen zwischen den einzelnen Orten sind, wie man sieht, viel kleiner als bei den in Bergwerken gefundenen Tiefenstufen. Am wichtigsten sind die Beobachtungen, die Dunker in Sperenberg und in Schladebach angestellt hat. Besonders diejenigen in Schladebach zwischen 1266 und 1716 *m* sind sehr zuverlässig; aus ihnen allein berechnet sich eine Tiefenstufe von 39.6 *m*, während die etwas weniger sichern, weil erst nach Verrohrung des Bohrloches vorgenommenen Beobachtungen oberhalb 1266 *m* eine kleinere Tiefenstufe (36.1 *m*) ergeben. Man könnte

hieraus schließen, dass die Temperaturzunahme sich nach unten zu verlangsamt. Allein ein solcher Schluss ist angesichts der vorhandenen Unregelmäßigkeiten nicht berechtigt. Man kann zur Zeit nur sagen, dass die Temperaturzunahme im wesentlichen in arithmetischer Progression erfolgt, die Bodentemperatur also, soweit Beobachtungen reichen, einfach proportional der Tiefe ist, und zwar beträgt die geothermische Tiefenstufe in der obersten 1½–2 Tausend Meter mächtigen Schicht der Erdkruste etwa 35 *m* für 1° *C.*

Dieser Wert ist freilich nur ein Mittelwert, der auch bei Abwesenheit von chemischen Vorgängen sowohl von Ort zu Ort als auch am gleichen Ort von Tiefe zu Tiefe Schwankungen erleidet.*) Die Ursachen dieser Schwankungen sind in verschiedenen Erscheinungen zu suchen. Eine große Rolle spielt zunächst, wie Huyssen gezeigt hat, das verschiedene Wärmeleitungsvermögen der Gesteine; das erklärt insbesondere, warum im gleichen Bohrloch die Tiefenstufe von Tiefe zu Tiefe sich ändert. Gute Wärmeleiter begünstigen die Heraufführung der Wärme aus der Tiefe, schlechte hemmen sie. In gut leitenden Schichten wird daher zwischen oben und unten nur eine kleine Temperaturdifferenz bestehen können, die Tiefenstufe wird also groß sein, während in schlechten Leitern sich auf kurze Entfernungen große Temperaturdifferenzen werden halten können; eine kleine Tiefenstufe ist die Folge. Dabei ist jedoch nicht nur die Leitungsfähigkeit der Schicht selbst maßgebend, sondern auch die der hangenden und liegenden Gesteine.

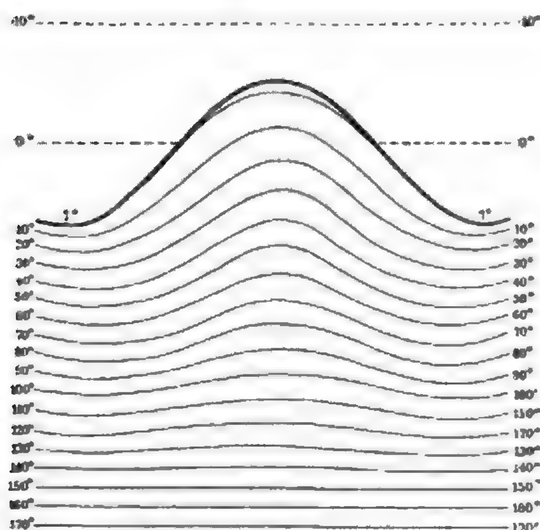
Von großer Bedeutung ist ferner die Temperatur, auf der die oberste Bodenschicht erhalten wird. Diese Temperatur hängt, sofern der Boden zu Tage liegt, vom Klima ab, oder sofern der Boden von Wasser bedeckt ist, von der Temperatur des anliegenden Wassers. Eine kalte Luftmasse, noch mehr aber kaltes Wasser, wie wir es am Boden tiefer Seeen der gemäßigten Breiten, vor allem aber am Boden aller Oceane antreffen, wirkt wie ein kalter Umschlag. Indem sie die Temperatur der Oberfläche erniedrigen, vergrößern sie die Temperaturdifferenz gegen die heißen Tiefenschichten, damit also auch das Temperaturgefälle, und eine kleinere Tiefenstufe ist die Folge. Die geoisothermischen Flächen liegen unter solchen kalten Gebieten tiefer und enger gedrängt. Anders liegen die Verhältnisse in heißen Klimaten, wo die warme Luftschicht wie ein warmer Umschlag wirkt, die Temperaturdifferenz zwischen der Erdoberfläche und der Tiefe vermindert und die isothermischen Flächen emporzieht, dabei die Tiefenstufe naturgemäß vergrößernd.

---

*) Wie überaus klein durch gewisse örtliche Einflüsse auch im gänzlich unversehrten Gestein die Tiefenstufe werden kann, zeigen die Untersuchungen von Daubrée über die Petroleumbohrungen bei Pechelbronn im Unter-Elsass; ein Bohrloch ergab hier eine Tiefenstufe von 7 *m*, eines 8.2 *m*, mehrere 12.7. In einem 340 *m* tiefen Bohrloch bei Neuffen in Württemberg fand Graf Mandelsloh gleichfalls eine überaus kleine Tiefenstufe (berichtigter Wert 10.5 *m*); Branco erklärte sie jüngst (1895) durch die Nähe eines vulkanischen Herdes.

Von Wichtigkeit ist endlich die Gestaltung der Erdoberfläche; ihren Einfluss auf die Lage der isothermischen Flächen unter Bergen haben uns die modernen Tunnelbohrungen gezeigt, denen wir viele wertvolle Beobachtungen über die Temperatur im Innern der Erdkruste verdanken. Wir sehen unter jedem Berg ein Ansteigen der isothermischen Flächen, das jedoch etwas geringer ist als das Ansteigen der Bergoberfläche (Fig. 50*). Da die Bergeshöhen infolge der vertikalen Temperaturabnahme in der Atmosphäre in ein kälteres Klima hineinragen, als es im Thal herrscht, so werden den höheren Partieen des Berges Temperaturen mitgeteilt, die im Gestein unter dem Thal nicht vorkommen; so stellt sich in unserer Figur unter dem Berg die Geoisotherme von 0° ein, während der Boden im Thal an seiner Oberfläche eine Temperatur von 7° aufweist. Ferner aber ändert sich auch der Abstand der isothermischen Flächen von einander: die Tiefenstufe ist unter Bergen größer als im Thal.**) Die Mitte des Gotthardt-Tunnels befindet sich z. B. 1752 *m* unter der Erdoberfläche; die hier beobachtete Temperatur war 30.6°, die Bodentemperatur an der Oberfläche gerade über der Mitte —0.6° und die Tiefenstufe 50 *m*, während sich 1 *km* vom Nordportal entfernt, bei einer Tiefe des Tunnels von 558 *m*, nur eine Tiefenstufe von rund 40 *m* ergeben hatte.***) Der Grund für die Vergrößerung der Tiefenstufe unter Bergen liegt in der verhältnismäßig sehr langsamen Abnahme der Oberflächentemperatur des Bodens mit wachsender Höhe, die zu einem Teil

Fig. 50.



Lage der Geoisothermen unter einem Berge.
—— Geoisothermen. ------ Isothermen der Luft.

---

*) Die Figur ist überhöht.

**) Etwas Ähnliches zeigt sich merkwürdiger Weise am Obern See in Nordamerika. Wheeler hat nachgewiesen, dass in den Bergwerken in der Nähe des Obern Sees die Tiefenstufe sehr groß ist (bis 683 *m* Tiefe 66.9 *m*); sie wird umso kleiner, je weiter man sich vom See entfernt und erreicht schließlich den ziemlich normalen Wert von 41.9 *m*. Das kalte Tiefenwasser des Sees, das wohl ins Gestein eindringt, vergrößert offenbar die Tiefenstufe in den benachbarten Regionen, indem es die Temperaturdifferenz zwischen der Erdoberfläche und der Tiefe, bis zu der es dringt, vermindert. Es findet hier offenbar eine Erscheinung analog der Durchlüftung in Bergwerken statt. Ob sich auf diese Umstände auch die ganz ungeheure Tiefenstufe von 122.8 *m* zurückführen lässt, die jüngst (1895) A. Agassiz am Obern See auf der Keweenaw-Halbinsel im Kupferbergwerk Calumet und Hecla zwischen 32 *m* und 1396 *m* fand, ist, da der See nur eine Tiefe von 307 *m* hat, fraglich, man müsste denn an rasch in einem Kluftnetz abwärts sinkende Quellen denken.

***) Die Tiefenstufe wird immer senkrecht zum Verlauf der Geoisothermen gemessen, sie giebt also den Abstand zweier um 1° *C* verschiedener isothermischer Flächen an.

von der vertikalen Abnahme der Lufttemperatur in der freien Atmosphäre, zum andern Teil von der Sonnenstrahlung abhängt. Wir müssen am Gotthard volle 222 *m* emporsteigen, um ein Sinken der Bodentemperatur an der Oberfläche um 1° *C* zu erfahren, während die geothermische Tiefenstufe in der normalen Erdkruste nur 35 *m* beträgt. Diese verlangsamte Temperaturabnahme überträgt sich durch Leitung auch auf das Innere des Berges und die Tiefenstufe erscheint vergrößert. Ein Berg wirkt daher auf die Lage der Geoisothermen gleichsam wie ein warmer Umschlag, in dem er sie emporhebt.

Nach dem Gesagten darf man vermuten, dass zu den Gebieten mit verhältnismäßig kleiner Tiefenstufe die Polarregionen und der Boden der Oceane gehören, zu den Gebieten mit grosser Tiefenstufe dagegen die tropischen Landmassen.

Da die Unregelmäßigkeiten in der Lage der isothermischen Flächen in erster Reihe durch Erscheinungen der Erdoberfläche verursacht werden, so müssen sie mit wachsender Entfernung von der Erdoberfläche abnehmen; die geothermische Tiefenstufe gleicht sich also in der Tiefe aus. Der Einfluss der Berge und Thäler dürfte schon in einer Tiefe von wenigen Kilometern verschwinden. Anders ist es mit dem Einfluss des kalten Bodenwassers der Oceane. Er bewirkt, dass unter dem Äquator in Tiefen von 5—6 *km* unter dem Meeresspiegel die Geoisothermen von 1° und 2° erscheinen, während auf dem benachbarten Lande im Meeresniveau schon Isothermen von 30° auftreten, und in 5—6 *km* Tiefe daher Temperaturen von fast 200° zu erwarten sind. Die Geoisothermen liegen also auf dem Land 6—7 *km* höher als unter dem Ocean. Die gewaltige Differenz, die auf sehr grossen Flächen besteht, kann sich gewiss erst in größerer Entfernung von der Erdoberfläche ausgleichen. Bis in grosse Tiefen hinab ist das Gestein, das den Meeresgrund zusammensetzt, kälter als das Gestein in gleicher Höhe unter dem Festland.

Der Teil der Erdkruste, über dessen Temperaturverhältnisse wir durch Bergwerke, Tunnelbauten und Bohrungen einigermassen orientiert sind, ist wenig mächtig. Der tiefste Schacht, der von Przibram in Böhmen, reicht bis 1070 *m* hinab, das tiefste Bohrloch, das von Paruschowitz in Ober-Schlesien bis 2003 *m* und der tiefste Punkt des Gotthardttunnels liegt 1752 *m* unter der Erdoberfläche*). Alle diese Tiefen sind verschwindend im Vergleich zum Radius der Erde. Wenn wir gefunden haben, dass die Temperaturzunahme innerhalb dieser äußersten Schicht der Erdkruste proportional der Tiefe erfolgt, so dürfen wir doch das Gesetz nicht auf große Tiefen übertragen. Im Gegenteil, wir müssen erwarten, dass die Tiefenstufe allmählich zunimmt, je mehr man in die Tiefe steigt. Denn Experimente von G. Bischof an Basaltkugeln, die sich durch Wärmeleitung und Austrahlung abkühlten, und in Übereinstimmung damit die mathematische Theorie, wie sie Fourier, W. Thomson (Lord

*) Der tiefste Punkt des geplanten Simplontunnels wird 2176 *m* unter der Erdoberfläche liegen (nach dem Projekt der Jura-Simplon-Gesellschaft).

Kelvin) und Tait entwickelt haben, lehren, dass in einem heissen Körper, der durch Strahlung und Leitung erkaltet, die Tiefenstufen für gleichen Wärmezuwachs mit der Tiefe wachsen müssen. Indessen haben wir wenig Aussicht, diese Verlangsamung der Wärmezunahme gegen das Erdinnere durch Beobachtungen zu konstatieren. Wenigstens hat W. Thomson berechnet, dass, wenn seit Beginn der äußeren Abkühlung der Erde blos eine Million Jahre verflossen wäre, wir erst in 4000 *m* Tiefe eine Zunahme der Tiefenstufe um ein Zehntel ihres Betrages erwarten dürften; wenn wir aber statt 1 Million Jahre 100 Millionen annehmen, so würde diese Zunahme sogar erst in 40 000 *m* Tiefe bemerkbar sein.

Zustand des Erdinnern. So wenig wir über die Größe der geothermischen Tiefenstufe in den uns unzugänglichen Tiefen wissen, so steht doch eines vollkommen fest: Das Innere der Erde weist sehr hohe Temperaturen auf. Dafür ist uns vor allem auch das Emporquellen geschmolzener Laven, die aus jenen unzugänglichen Tiefen stammen, ein sicherer Beweis. Die Temperatur des Erdinnern liegt über dem Schmelzpunkt der Gesteine der Erdoberfläche und dürfte mit 20000° sicher noch weit unterschätzt sein. Diese Thatsache ist von hoher Wichtigkeit für alle Spekulationen über den Zustand des Erdinnern. Eine zweite Fundamentalthatsache, die gleichfalls Berücksichtigung heischt, ist, dass das Erdinnere im Vergleich zur Erdkruste ein sehr hohes specifisches Gewicht besitzt. Bekanntlich beträgt die mittlere Dichte der Gesteine der Erdoberfläche nur etwa 2.5, die der ganzen Erde dagegen 5.6, so dass schon daraus auf des Auftreten sehr dichter Massen im Erdinnern geschlossen werden muss. Dass zu einem gleichen Schluss auch der beobachtete Betrag der Abplattung der Erde drängt, ist früher (Abt. I. S. 49) dargelegt worden. Nach Lipschitz muss man für eine Tiefe gleich zwei Drittel des Erdradius eine Dichte von 9 und für das Centrum der Erde eine von 9.45 annehmen. Ähnliche Werte fanden schon früher Légendre, E. Roche und Helmert. Als dritte Thatsache ist endlich hervorzuheben, dass das Erdinnere einem ungeheuren Drucke ausgesetzt ist, dessen Größe man gleichfalls zu berechnen versucht hat. Er beträgt nach Lipschitz in einer Tiefe gleich einem Fünftel des Erdradius etwa eine Million Atmosphären und im Centrum 5¾ Millionen Atmosphären. Dass das Erdinnere sehr heiß und sehr schwer ist und unter einem gewaltigen Drucke steht, ist nun leider aber auch das einzige, was wir sicher darüber wissen. Ausgehend von diesen drei Thatsachen, ist man zu ganz verschiedenen Hypothesen über den Zustand des Erdinnern gelangt.*)

Weit verbreitet ist die Anschauung, dass die Erde auch in ihrem Innern starr sei trotz der ungeheuren Temperaturen, die dort herrschen. G. H. Darwin und Wm. Thomson (jetzt Lord Kelvin) sind heute die vornehmsten Vertreter dieser Hypothese. Als Beweis führen sie die

*) Vgl. hiezu auch den Abschnitt von Hann Seite 50.

Ebbe- und die Fluterscheinungen des Meeres an, deren Größe sich ganz verschieden je nach dem Grad der Starrheit der Erde gestalten muss.*) Das Erdinnere muss nämlich auch eine Gezeitenbewegung erfahren und diese Bewegung wird sich auf die Erdkruste übertragen und so die Meeresgezeiten verschleiern. Die thatsächlich zur Beobachtung gelangenden Gezeiten des Meeres werden daher kleiner sein als die theoretisch berechneten und zwar um so kleiner, je größer die Nachgiebigkeit der Erdkruste ist. Thatsächlich hat nun Darwin nachweisen zu können geglaubt, dass die Gezeiten $^2/_3$ ihrer theoretischen Größe besitzen und daraus auf eine Starrheit der Erde gleich der des Stahls geschlossen. Nachträglich hat sich jedoch herausgestellt, dass die Voraussetzungen der Rechnung Darwins wahrscheinlich der Wirklichkeit nicht entsprechen. Als einen ferneren Grund für die Hypothese eines starren Erdinnern führt Thomson an, dass, als die Abkühlung der ursprünglich feurigflüssigen Erde begann, die ersten Erstarrungsprodukte jedenfalls in die Tiefe sinken mussten, weil sie schwerer waren, als das Magma, aus dem sie sich an der Oberfläche ausschieden; so lieferten sie das Material zu einem festen Erdkern. Allein die Lavaströme und vor allem die Lavaseeen thätiger Vulkane zeigen gerade umgekehrt, dass die durch Erkalten gebildeten Schlacken nicht in das Magma einsinken. Nicht zwingend ist auch ein dritter Grund Thomsons, nämlich die mehrfach gemachte Erfahrung, dass hoher Druck den Schmelzpunkt bei vielen Stoffen erhöht, so dass sie unter hohem Druck bei Temperaturen in festem Zustand zu existieren vermögen, bei denen sie unter gewöhnlichem Druck schon längst geschmolzen sein würden. Denn diese Beziehung zwischen Druck und Schmelzpunkt ist nur innerhalb enger Temperaturgrenzen nachgewiesen.**) Die Untersuchungen über die kritische Temperatur der Körper haben gerade umgekehrt dargethan, dass eine Verflüssigung eines Gases auch durch eine noch so große Drucksteigerung nicht eintreten kann, sobald die Temperatur eine bestimmte Grenze, eben die kritische Temperatur, überschritten hat; von einem Festwerden durch Druck ist bei dieser Temperatur natürlich noch weniger die Rede. Jüngst scheint durch die Beobachtungen von Reubeur-Paschwitz noch ein fernerer Grund für eine grosse Starrheit der gesammten Erde hinzugekommen zu sein — die ungeheuer große Geschwindigkeit, mit der sich die Erdbebenwellen in großen Tiefen fortpflanzen; doch ist die Erscheinung vielleicht auch mit einem sehr dichten gasförmigen Erdinnern nicht unvereinbar.

Groß ist seit Descartes und Leibnitz die Zahl der Forscher, die für ein flüssiges Erdinnere eingetreten sind. Laplace, Fourier und Cordier entwickelten diese Anschauung wissenschaftlich. Sie stützten sich auf die Thatsache, dass den Vulkanen geschmolzene Gesteine entquellen, die an weit von einander gelegenen Stellen der Erdoberfläche gleiche Zusammensetzung besitzen. Auch die gewaltigen

*) Vgl. erste Abteilung Seite 329.

**) Das gilt auch von den Untersuchungen von Clarence King und Barus.

Senkungen und Einbrüche, die uns die Erdgeschichte lehrt, werden als Beweis eines nachgiebigen, also nicht starren Erdinnern gedeutet.

Um sowohl den Gründen, die für ein starres Erdinnere, als denen, die für ein flüssiges sprechen, gleichzeitig gerecht zu werden, haben andere Gelehrte, so noch in jüngster Zeit Roche, die Anschauung vertreten, dass unter der Erdkruste eine flüssige Schicht sich finde, der Erdkern aber wieder fest sei.

In neurer Zeit ist durch die Untersuchungen von A. Ritter, dem sich Zöppritz, Penck und S. Günther anschlossen, auch die Lehre von einem gasförmigen Erdinnern zur Geltung gekommen. Sie stützt sich besonders auf den von Andrews ausgesprochenen und für viele Körper bewiesenen schon erwähnten Satz, dass es für sie eine kritische Temperatur giebt, oberhalb deren sie nur noch in Gasform zu existieren vermögen. Es ist nun außerordentlich wahrscheinlich, dass die Temperatur des Erdinnern höher ist, als die kritische Temperatur aller Körper; deswegen können diese auch nur in Gasform im Erdinnern auftreten. Ja, möglicher Weise ist die Temperatur so hoch (nach Ritter 100 000° *C*), dass dabei überhaupt gar keine Verbindungen bestehen können, dass also alle Moleküle zersprengt sind und wir ein einatomiges Gas vor uns haben. Freilich wäre dieses Gas von eigentümlicher Beschaffenheit, nämlich derart durch Druck verdichtet, dass es specifisch schwerer wäre, als die große Mehrzahl der festen Stoffe an der Erdoberfläche. Eingeschlossen in eine feste Kapsel, die Erdkruste, setzt es allen von außen wirkenden Kräften eine große Trägheit und große Reibungswiderstände entgegen.*) Das ist ein Zustand, in dem wir die Gase an der Erdoberfläche allerdings nicht kennen, wie er sich aber aus der Theorie ohne weiteres ergiebt. Als wichtigste Eigenschaft der Gase hätte das Gas des Erdinnern jederzeit das Bestreben, alle sich darbietenden Hohlräume auszufüllen, um einen möglichst großen Raum einzunehmen. Das Verhältnis zwischen Hülle und Erdinnerm bei der Annahme, dass dieses gasförmig sei, gestaltet sich ganz einfach: Die Hülle lastet unter dem Einfluss der Gravitation schwer auf dem gasförmigen Erdinnern, presst dieses zusammen, und wird seinerseits von der Spannkraft des Erdgases getragen.

Bei der Annahme eines flüssigen oder gasförmigen Erdinnern entsteht sofort die Frage nach der Dicke der festen Erdkruste. Die Antwort hat sehr verschieden gelautet. In keinem Fall darf man die Dicke unterschätzen. Sie dürfte, wie wir aus der relativen Stabilität der Verhältnisse an der Erdoberfläche schließen müssen, einen merklichen Bruchteil des Erdradius betragen. Hopkins, dessen Berechnungen allerdings nicht einwandfrei sind, kommt auf eine Dicke von mindestens 1250 bis 1560 *km* d. i. $^1/_5$ bei $^1/_4$ des Erdradius. Andere Gelehrte schätzen die Dicke nur auf 80

*) Wir können uns diese Reibung so gewaltig denken, dass der Widerstand, den sie einer Verschiebung der Teilchen entgegensetzt, so groß ist, wie der Widerstand, den bei starren Körpern die Kohäsion ausübt. So kann ein gasförmiges Erdinnere sich vorübergehenden Gravitationseinflüssen gegenüber verhalten, wie ein starres Erdinnere.

bis 90 *km*, wieder andere nur auf 40 *km*. Genaue Angaben sind übrigens schon aus dem Grunde nicht möglich, weil sich der Übergang von der festen Erdkruste zum geschmolzenen und gasförmigen Erdinnern sicherlich nur allmählich vollzieht. In einer gewissen Tiefe müssen die Schichten der Erdkruste viel von ihrer Starrheit eingebüsst haben; denn bekanntlich werden Gesteine unter hohem Druck zerquetscht. Nach Heim zerquetschen Sandsteinsäulen durch ihr eigenes Gewicht ihren Fuss bei einer Höhe von 900 bis 1300 *m*, Kalksteinsäulen bei einer Höhe von 1100 bis 1800 *m*, Granit- und Gneissäulen bei 1800 bis 2600 *m*. Mögen diese Höhenangaben auch zu klein sein, wie von manchen Seiten angenommen wird, so ändert das an der Thatsache nichts, dass schon in nicht zu großer Tiefe die Gesteine zerquetscht sind. In diesem Zustand schmiegt sich jedes Gestein allen Formen an und wenn durch enge Umschließung das Zerfallen in einzelne Trümmer verhindert wird, so kann es in seiner Gesamtheit gebogen werden: Es befindet sich in latent plastischem Zustand. Während die Starrheit der Gesteine an der Oberfläche etwa der des Glases entspricht, kann man Gesteine in diesem latent plastischen Zustand mit Siegellack vergleichen. Weiter nach unten würden dann erst zähflüssige Massen wie Pech, dann wie Melasse, schließlich flüssige wie Öl und wie Wasser folgen. Auch der Übergang von den flüssigen zu den gasförmigen Teilen des Erdinnern dürfte sich nicht sprungweise vollziehen. Bekanntlich haben Flüssigkeiten die Fähigkeit, Gase zu absorbieren und zwar wächst diese Fähigkeit ungeheuer mit dem Druck, unter dem die Flüssigkeit steht. So müssen wir uns jene feurigflüssigen Massen — das Magma — ganz beladen mit Gasen denken, was die direkten Beobachtungen an Laven bestätigen. Unterhalb dieser Flüssigkeitshülle folgt dann eine Gashülle mit Gasen chemischer Verbindungen; endlich können wir in den centralen Teilen des Erdinnern, den Erdkern zusammensetzend, ein einatomiges, dissociiertes Gas annehmen.

Welche der vorgetragenen Anschauungen über den Zustand des Erdinnern richtig ist, lässt sich heute nicht entscheiden. Sicher ist jedoch, dass die Hypothese von einem gasförmigen Erdinnern den Anforderungen der Geologie am besten entspricht. Die geologischen Erscheinungen führen zur Annahme eines Erdkerns, der sich energisch zusammenzieht. Eine solche Zusammenziehung ist bei einem starren oder flüssigen Erdinnern schwer denkbar, da die thermischen Ausdehnungskoefficienten der festen und flüssigen Körper nur klein sind und von einer Kompressibilität überhaupt kaum die Rede sein kann. Anders ist es mit gasförmigen Körpern. Allerdings darf man nicht annehmen, dass der Ausdehnungskoefficient der Gase der Erdoberfläche auch für jene angenommenen Gase oder das Boyle-Mariotte'sche Gesetz auch für die ungeheuren Drucke und Temperaturen des Erdinnern Giltigkeit habe. Dass aber der Ausdehnungskoefficient eines gasförmigen Erdinnern und ebenso seine Zusammendrückbarkeit viel größer sein müssen, als bei einem flüssigen oder gar starren Erdinnern, wird schwerlich geleugnet werden können.

Wärmeverlust der Erde. Da vom glühendheißen Erdinnern gegen die Erdoberfläche hin ein Temperaturgefälle existiert, findet im Sinn dieses Temperaturgefälles eine Bewegung von Wärme statt. Durch Leitung wird Wärme der Erdkruste zugeführt und hier in den Weltenraum ausgestrahlt. Man hat die Wärmemenge, die in dieser Weise dem Erdinnern entzogen wird, aus der geothermischen Tiefenstufe zu berechnen gesucht. Adolf Schmidt fand, dass durchschnittlich in einem Tage durch einen Quadratcentimeter der Erdoberfläche 0.1 kleine Kalorien (Gramm-Kalorien) nach außen gelangen; das würde für die ganze Erde rund 5×10^{14} große Kalorien pro Tag ausmachen. Dieser Verlust geschieht ausschließlich oder fast ausschließlich auf Kosten der Wärme des Erdinnern; die Kruste spielt im wesentlichen nur die Rolle eines Leiters.

Der Wärmeverlust bewirkt eine Änderung der Spannkraft des gasförmigen Erdinnern, also der Kraft, die die Hülle trägt. Die Folge ist ein Einsinken der Hülle unter dem Einfluss der Schwerkraft.*) Die Gesamtheit der Bewegungen, die die Hülle dabei erfährt, fassen wir unter dem Ausdruck Krustenbewegungen zusammen. Allein noch eine andere Folge hat dieses centripetale Einsinken der Kruste: das hydrostatische Gleichgewicht der glutflüssigen Massen wird durch den wechselnden Druck gestört und auch sie geraten in Bewegung und werden stellenweise ausgequetscht — das sind die Magmabewegungen.

Magmabewegungen.

Obwohl die Krustenbewegungen eine weit größere Bedeutung für die Ausgestaltung der Formen der Erdoberfläche besitzen, äußern sich doch die Magmabewegungen viel augenfälliger. Zahlreich sind die Stellen, wo Magma direkt an die Erdoberfläche gelangt; diese Stellen heißen Vulkane; daher wird die Lehre von den Magmabewegungen meist als Lehre von den vulkanischen Erscheinungen oder vom Vulkanismus bezeichnet. Den Akt des Austretens selbst mit allen begleitenden Erscheinungen nennt man einen vulkanischen Ausbruch oder eine Eruption.**)

Eruptionsprodukte. In zweierlei Formen tritt das Magma an der Erdoberfläche aus: bald quillt es als glühender Schmelzfluss aus dem

*) Dieses Einsinken bewirkt eine Kompression des gasförmigen Erdinnern und dadurch eine Temperatursteigerung. Es ist also mit dem Wärmeverlust keineswegs notwendig eine entsprechende Abkühlung des Erdinnern verbunden. Ritter hat sogar berechnet, dass die durch die Kompression verursachte Erhöhung der Temperatur die durch den Wärmeverlust verursachte Abkühlung bei weitem übertrifft, dass also die Temperatur des Erdinnern bei der Kontraktion noch wächst; doch dürfte dieses Resultat, das auf Grund der unter den Verhältnissen der Erdoberfläche gültigen Gasgesetze gefunden wurde, kaum der Wirklichkeit entsprechen. Immerhin wird sicherlich ein Teil der durch die Wärmeentziehung verursachten Abkühlung durch die Kompression des gasförmigen Erdinnern wieder ausgeglichen.

**) Als treffliche zusammenfassende Werke über Vulkanismus seien genannt:
Poulett Scrope: Vulcanoes. London 1862 (Übersetzung Berlin 1872).
J. W. Judd: Vulcanoes. Vth. ed London 1893.

Schlot der Vulkane — das ist die Lava; bald wird es, feiner oder gröber zerteilt, ausgeworfen; das sind die Auswürfe.

Die Natur des Magmas lässt sich am deutlichsten an den Laven erkennen. Alle Laven gehören petrographisch zu den massigen Gesteinen; sie setzen die Gruppe der Ergussgesteine zusammen. Am häufigsten sind unter ihnen heute die Glieder der Familie der Trachyte und der Basalte, sowie ihre nahen Verwandten. Je nach dem Gehalte an Kieselsäure spricht man von sauren und basischen Laven. Saure Laven sind der Liparit (75% Kieselsäure und mehr) und der Trachyt (über 65%), basische Laven dagegen der Andesit (über 50%) und vor allem die verschiedenen Basalte (40—50%). Die verschiedenen Laven verteilen sich nicht etwa derart auf die Vulkangebiete der Erde, dass benachbarte Vulkane gleiches, weit von einander entfernte aber mehr verschiedenes Magma fördern. Vielmehr finden sich nicht selten zwischen den Laven benachbarter Vulkane große Differenzen und zwischen denen weit entfernter Vulkane große Ähnlichkeiten. Ja, es kommt vor, dass derselbe Vulkan bald die eine, bald die andere Lava zu Tage quellen lässt, wie Hekla und Krafla auf Island, die bald basaltische, bald trachytische Lava auswerfen. Bei vielen Vulkanen hat sich der petrographische Charakter der Auswürfe und Ergüsse im Laufe der Zeit nach einem bestimmten von v. Richthofen entdeckten Gesetze geändert. Es folgten einander: 1. Propylit, 2. Andesit, 3. Trachyt, 4. Liparit, 5. Basalt. Wo diese Richthofen'sche Reihe der Ergüsse zu beobachten ist, da müssen offenbar unter dem Vulkan Magmen des verschiedensten Typus vorhanden gewesen sein, die in bestimmter Reihenfolge zur Eruption kamen, erst basische, dann saure und endlich wieder basische.

Die meisten Laven enthalten, solange sie flüssig sind, gewaltige Mengen von Gasen und Dämpfen gelöst, manche wohl ein Vielfaches ihres Volumens. Wasserdampf wiegt unter den absorbierten Gasen durchaus vor (über 99%); daneben tritt schweflige Säure auf, ferner Chlorwasserstoffsäure, Kohlensäure, Wasserstoff u. s. w. Der Gasgehalt wechselt von Vulkan zu Vulkan und nimmt nach dem Austritt der Lava ab, je mehr sich die Lava abkühlt. Ist die Lava flüssig genug, so entweichen die Gase und Dämpfe in Blasen zur Oberfläche. Die vollkommen erstarrte und erkaltete Lava ist dann kompakt und verhältnismäßig blasenfrei. Ist dagegen die Lava zähflüssig, so bleiben die Blasen in ihr stecken; in diesem Fall erscheint die erkaltete Lava dazwischen förmlich kavernös.

Den Schlot des Vulkans verlässt die Lava in der Regel im Zustand der Weißglut; sie ist flüssig, doch schwankt der Flüssigkeitsgrad erheblich. Die basischen Laven, vor allem die Basalte, sind immer weit dünnflüssiger als die sauren. Es hängt das damit zusammen, dass die basischen Laven aus leichter schmelzbaren, die sauren aus schwerer schmelzbaren Mineralien bestehen.*) In Hawai werden Basaltlaven beobachtet,

*) Der Schmelzpunkt des Basaltes schwankt von 1100 bis 1370° C.; derjenige der Trachyte ist weit höher.

die nahezu so flüssig sind wie Wasser. Sie bewegen sich dazwischen mit der Geschwindigkeit hochgeschwollener Gebirgsflüsse und legen in der Stunde 20—30 *km*, d. i. in der Sekunde 5.6 bis 8.3 *m* zurück; wo sie über eine Terrasse herabstürzen, bilden sie förmliche Kaskaden. Geschwindigkeiten von 5 *km* in der Stunde und darüber kommen auch am Vesuv vor. Am Ätna heißt dagegen schon eine Lava schnell, die in der Stunde 0.3 bis 0.5 *km* zurücklegt. Die Bewegung verlangsamt sich, je mehr die Lava erkaltet, und beträgt kurz vor dem vollkommenen Starrwerden nur wenige Centimeter am Tage. Wegen des größern Flüssigkeitsgrades haben basaltische Laven die Tendenz weit auszufließen; sie bilden oft große Decken, während die zähen trachytischen Laven sich leicht stauen. Neben der Zähigkeit ist für die Art der Ausbreitung der Laven naturgemäß vor allem auch die Gestalt der Unterlage maßgebend. Auf mehr oder minder horizontalen Flächen bilden die Ergüsse Decken, auf steiler geneigtem Gehänge Ströme, die genau den Thälern folgen.

Während die Lava erst rasch und später immer langsamer abwärts fließt, erkaltet sie allmählich. Die Erkaltung macht sich in der Regel schon nach ganz kurzer Zeit durch Bildung einer Schlackenschicht geltend, die überall entsteht, wo die Lava mit kalten Gegenständen oder mit der Luft in Berührung kommt, also vor allem an ihrer Sohle und an ihrer Oberfläche. Demnach unterscheidet man eine obere und eine untere Schlackenschicht. Die Schlackenschicht ist oft schon wenige Stunden nach dem Ausfließen der Lava so weit abgekühlt, dass sie betreten werden kann; in den hier und da aufreißenden Spalten erscheint dann in der Tiefe noch das glühende Innere, das noch lange flüssig bleibt. Die Lava fließt in diesem Zustand gleichsam wie in einem Sack; die untere Schlackenschicht haftet am Boden, während das flüssige Innere abwärts strebt. Infolgedessen macht sich an der Front des Stromes eine wälzende Bewegung geltend: Die erkaltete Lava, die die Front bildet, gerät unter den Strom und zieht die Decke von der Oberfläche des Stromes nach vorn. Ist der Strom schmal, so findet unter Umständen die Decke durch die Schlackenbildungen an der Seite eine Stütze. Dann strömt die flüssige Lava an der Front weiter, während die erkaltete Bodenschicht, die Seiten und die Decke, eine langgedehnte schlauchartige Höhle bildend, zurückbleiben. Solche Höhlen sind nicht allzu selten. Oft freilich stürzt die Decke ein und nur ein Lavakanal mit wulstig erhabenen Rändern bleibt zurück.

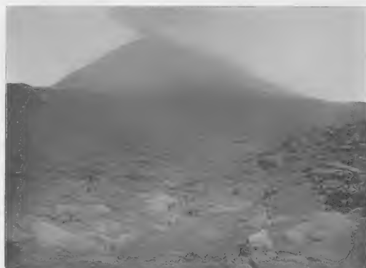
Die Oberfläche eines Lavastroms ist, sobald sich die Schlackenschicht gebildet hat, schwarz und gewährt einen überaus düstern Anblick. Bald erscheint die Lava als ein locker aufgeschüttetes Haufwerk von schwarzen Blöcken der verschiedensten Größe und Gestalt, vergleichbar einem Haufen Kohle. Das ist die Blocklava, die immer schlackig und blasig ist. Sie entsteht, wenn die Abkühlung unter starker Dampfentwicklung und daher*) rasch erfolgt. Geht dagegen die Abkühlung ohne nennenswerthe Dampf-

*) Wegen der plötzlichen Bindung der Wärme bei der Dampfbildung.

entwicklung und allmählich von statten, so wird das Magma an seiner Oberfläche immer zäher und zäher, schließlich teigartig. Erstarrt bildet es die Platten- oder Fladenlava (Fig. 51), oder wenn kurz vor dem vollkommenen Starrwerden der Oberfläche noch eine Fortbewegung stattfand, wobei die einzelnen Lavafetzen gedreht und gezogen wurden, die Gekröselava, deren Äußeres durch den Namen genugsam angedeutet ist.

Indem die Dämpfe aus dem Innern des Lavastromes durch die Spalten der bereits fest und kalt gewordenen Decke hindurch entweichen, setzen sich aus ihnen durch Sublimation eine Reihe von Mineralien, besonders

Fig. 51.



Fladen- oder Plattenlavafeld am Vesuv.
[illegible]

Kochsalz, Salmiak und Eisenchlorid*) in den Fugen und auf der Oberfläche der Schlackenschicht ab.**) Strömt an einer Stelle der Dampf besonders heftig aus, so reißt er auch wohl glühende Lavafetzen mit sich empor und es baut sich daraus rings um die Mündung ein kleiner Schlackenkegel (Hornito) auf (Fig. 52).

*) [illegible] Schwefel [illegible]

**) [illegible]

Bis zur vollkommenen Erkaltung eines Lavastroms verstreicht geraume Zeit, da die schlecht leitende Schlackenschicht das Innere warm hält. Große Ströme erkalten langsamer als kleine. So beobachtete Fr. Hoffmann 1830 auf einem großen, 43 Jahre vorher ausgeflossenen Lavastrom am Ätna noch heiße Dampfexhalationen (Fumarolen).

Fig. 52.



Schlackenschornstein auf einem Lavastrom des Vesuvs vom Jahre 1852.

Der Durchschnitt durch einen Lavastrom zeigt deutlich das verschiedene Tempo des Erkaltens: die untere wie die obere Schlackenschicht sind mehr oder minder glasig und amorph, dabei sehr blasenreich; die Fluidalstruktur ist oft mit bloßem Auge sichtbar. Das Innere des Stromes aber, wo bei der allmählichen Erkaltung eine vollkommene Krystallisation erfolgen konnte, ist krystallinisch und kompakt; nur hier und da enthält es glasige Partieen, besonders bei sauren Laven. Häufig stellt sich in diesem innern Teil die säulenförmige Absonderung ein. Der Gegensatz zwischen dem innern wohl auskrystallisierten Teil und den Schlackenschichten gestattet die einzelnen, zu verschiedener Zeit geflossenen Lavaströme auch dort zu erkennen, wo mehrere Ströme auf einander liegen (vgl. Fig. 53; die Schlackenschichten sind hier weiß gelassen).

Fig. 53.



Querschnitt durch übereinander lagernde Lavaströme.

Fig. 54.



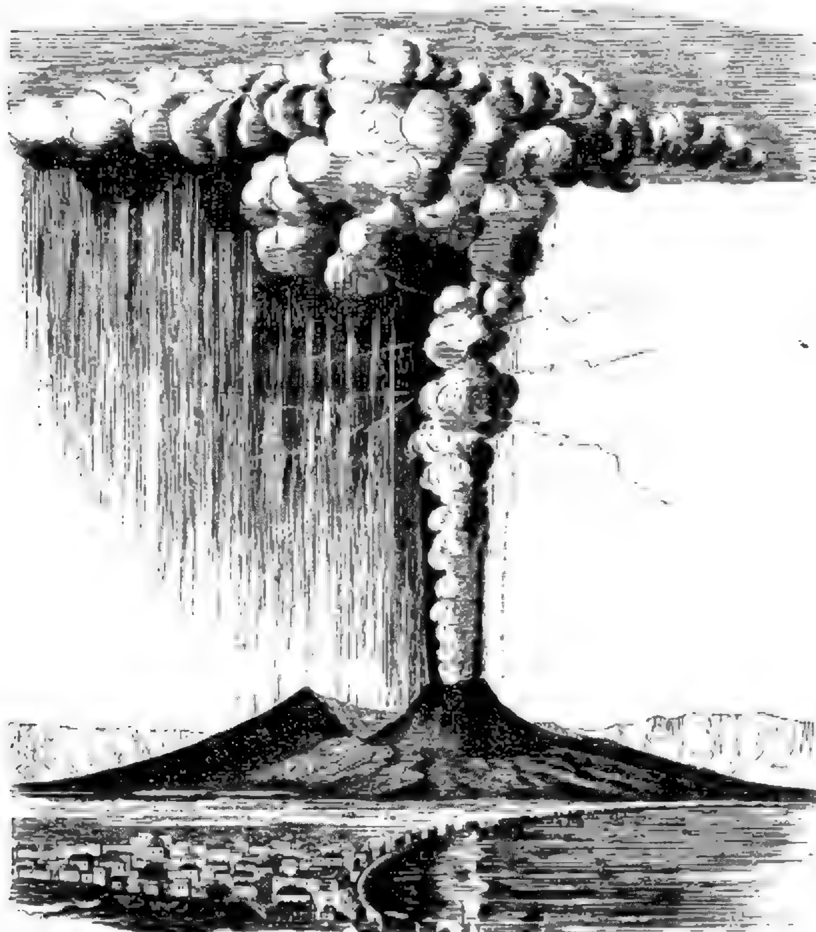


Vulkanische Bomben, birn- und citronenförmig.

Nicht geringer, vielleicht sogar größer als die als Lava ausströmenden Magmamassen sind die Massen, die als lockere Auswürfe aus den Vulkanen ausgeschleudert werden. Alle diese Auswürfe sind nichts anderes als Lava, die durch plötzliche Gas- und Dampfexplosionen zerrissen und zerstäubt worden ist. Je nach der Grösse der einzelnen Trümmer unterscheidet man vulkanische Blöcke, vulkanische Bomben (Kopfgröße), Lapilli oder Rapilli (Nussgröße), vulkanische Sande und endlich vulkanische Asche (Fig. 54). Doch überwiegt das feinere Material durchaus. Die Lapilli und vor allem die ausgeworfenen Aschenmassen sind es, die, wenn sie glühend durch die Luft fahren, das Schauspiel eines feuerspeienden Berges gewähren. Die Asche steigt oft bis zu bedeutenden Höhen empor; bei der Eruption des Krakatau in der Sundastraße erreichte sie z. B. rund 30 000 *m* Höhe. Die größeren Auswürflinge bis herab zu den Lapilli fallen in den Krater des Vulkans zurück oder kommen doch in seiner unmittelbaren Nachbarschaft zu Boden, während die Asche sich länger schwebend erhält. Sie wird von den Luft-

strömungen, die in der Höhe über einem in Eruption begriffenen Vulkan meist nach allen Richtungen centrifugal ausströmen*), schirmförmig ausgebreitet. So entsteht jene merkwürdige Gestalt der Aschensäule, die schon Plinius mit der Gestalt einer Pinie verglichen hat (Fig. 55). Zur Asche gesellen sich hier noch mächtige Gewitterwolken, die sich durch die Kondensation des aus dem Vulkan ausgestoßenen Wasserdampfes bilden. Wird die Asche in der Höhe durch eine kräftige allgemeine

Fig. 55.



Aschensäule (Pinie) beim Ausbruch des Vesuvs, October 1822.
(Nach Poulett Scrope.)

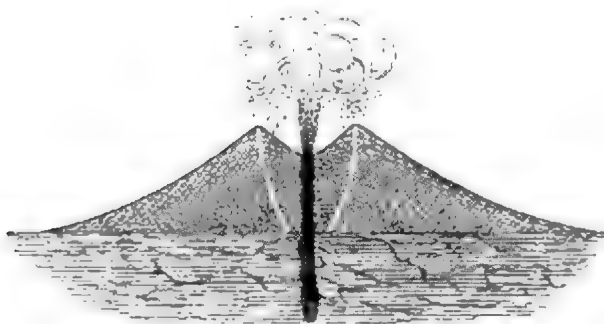
Windströmung erfasst, so kann sie auf große Entfernungen hin vertragen werden. So flog 512 Asche vom Vesuv bis Konstantinopel und Tripolis. Von Island gelangt Asche zuweilen bis Norwegen und die Asche des Krakatau verbreitete sich 1883 über eine Fläche von 750 000 *qkm*.

*) Über einem in Eruption begriffenen Vulkan stellt sich bei ruhigem Wetter stets eine cyklonale Luftbewegung ein; die in die Höhe geworfenen Auswürfe und Dämpfe reißen benachbarte Luftmassen von unten mit sich empor; in der Höhe findet dann eine Anhäufung von Luft statt, die nun nach allen Richtungen abströmt, um sich in einiger Entfernung vom Vulkan wieder zu senken und in der Tiefe zum Vulkan zurückzuströmen.

Die niederfallenden Auswürfe bilden allmählich rings um das Mundloch des vulkanischen Schlots einen allseitig abfallenden Kegel. Dieser Kegel ist derart geschichtet, dass die Aschenschichten nach außen hin fallen (periklinale Schichtung); gegen das Mundloch hin sind sie dagegen verstürzt und zeigen daher ein centripetales Fallen (vgl. Fig. 56). Durch diese Anhäufung in Form eines Walls entsteht unmittelbar am Mundloch eine trichterartige Hohlform — der Krater.

Größere Auswürflinge, die während ihrer Reise durch die Luft nicht vollkommen erstarren konnten, schlagen sich oft beim Niederfallen platt und backen als Schlacken zusammen. Meist aber liegen die Auswürfe zuerst vollkommen locker; erst später, wenn die Tageswässer die Aschen und Sande durchdringen und dabei chemische Prozesse einleiten, wird eine Verfestigung herbeigeführt: die Auswürfe erharten zu vulkanischem Tuff oder, wo Bomben und Lapilli in Massen vorhanden sind, zu einem vulkanischen Konglomerat. Begünstigt wird diese Verfestigung durch die Regen, die fast bei jeder Eruption aus den mächtigen Gewitterwolken über dem Vulkan niedergehen. Sind die Regen sehr stark, so verwandeln sie die Aschen und Sande auch wohl in einen Schlamm, der sich dem Gefälle des Bodens folgend in Bewegung setzt und später zu Tuff erhartet. Ein Schlammstrom dieser Art vernichtete im Jahre 79 n. Chr. Pompeji. Solche Tuffmassen, die erhartete Schlammströme sind, werden auch Trass genannt.

Fig. 56.



Entstehung eines Aschenkegels.
(Nach Poulett Scrope.)

Der Vorgang der Eruption. Fast alle Vulkane arbeiten intermittierend. Nur ganz wenige befinden sich fortwährend in gleichmäßiger Eruption, wie der Stromboli auf einer der liparischen Inseln. Inmitten des Kraters finden sich hier mehrere Öffnungen (Bocche); aus einigen tritt zischend Dampf aus, aus andern gelegentlich auch etwas Lava. In einer dritten Kategorie steigt die Lava etwa alle halbe Stunde empor, die Oberfläche bläht sich über gewaltigen Dampfblasen, diese platzen mit einem Knall und schleudern Schlacken empor, worauf die Lava wieder sinkt, um nach einer halben Stunde ihr Spiel von neuem zu beginnen. In einem ständigen Eruptionszustande verharrt auch der Oshima in Japan und der Izalco in Nicaragua. Auch der Sangai in Ecuador zeigte früher eine analoge Gleichmässigkeit; Wisse beobachtete an ihm in der Stunde 267 kleine Eruptionen. Absolut beständig ist allerdings auch dieser Zustand nicht. So hat sich seit 1889 die Thätigkeit des Stromboli gesteigert, während die des Sangai in den letzten Jahrzehnten erheblich nachgelassen

hat. Immerhin sind doch diese Schwankungen sehr unbedeutend im Vergleich zu der intermittierenden Thätigkeit der anderen Vulkane, bei denen direkt Zeiten der Ruhe mit großen Ausbrüchen abwechseln. Oft ist allerdings die Ruhe nicht absolut; es finden vielmehr auch im Zustand der Ruhe aus Öffnungen oder Bocche am Boden des Kraters kleine Eruptionen vom Charakter derjenigen des Stromboli statt: Die Vulkane befinden sich in sogenannter strombolianischer Thätigkeit. Dann aber tritt auf einmal eine Katastrophe ein und für Tage, Wochen, ja Monate verwandelt sich der vorher so unschuldige Berg in eine lohende Esse. Oft hat sich gezeigt, dass die Ausbrüche um so heftiger auftraten, je länger und tiefer die ihnen vorausgegangene Ruhe war.

Als Vorboten einer Eruption treten in der Regel, doch keineswegs immer, zuerst schwache, später immer stärker und stärker werdende Erdbeben auf, von dumpfem unterirdischem Rollen und Donnern begleitet. Quellen versiegen auch wohl und Schnee schmilzt infolge der zunehmenden Bodenwärme. Aber diese Zeichen sind nicht derart, dass man mit Sicherheit aus ihnen auf eine nahende Eruption schließen könnte. Diese tritt nicht selten urplötzlich ein.

Die Eruption beginnt mit der Eröffnung des Eruptionskanals, der in der vorausgegangenen Ruhezeit sich durch Hineinstürzen von Gesteinen des Kraters, hauptsächlich aber durch das Erharten der in ihm aufgestiegenen, jedoch nicht mehr ausgeschleuderten oder ausgeflossenen Lava mehr oder minder verschlossen hat. Explosionen schießen die sperrenden Massen heraus oder öffnen, wenn der Pfropf zu fest sitzt, in der Nähe andere Kanäle. In letzterem Falle verlegt sich das Eruptionscentrum im Vergleich zu früher. Solche Verlegungen sind häufig; so war das Eruptionscentrum des Ätna früher im Gebiet des heutigen Val del Bove, südöstlich des gegenwärtigen Kraters; es verlegte sich dann nach NW und erst ganz zuletzt an die heutige Stelle. In den phlegräischen Feldern bei Neapel treffen wir eine Reihe von Vulkanen dicht neben einander, von denen jeder nur ganz wenige, einzelne sogar nur einen Ausbruch gehabt haben dürften, so dass hier sich das Centrum von Eruption zu Eruption verschob. Auch die Entstehung der 63 Krater, die dicht zusammengedrängt auf dem Isthmus von Auckland in Neu-Seeland stehen, führt sich auf ein fortwährendes Wandern des Eruptionspunktes zurück.

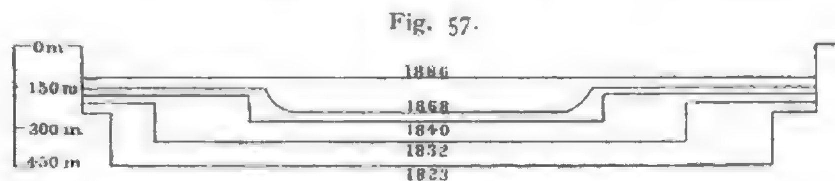
Ist einmal der Kanal geöffnet, so beginnt bei den Ausbrüchen des Vesuv, die wir zunächst im Auge haben, das Auswerfen der lockern Auswürflinge. Der früher aufgeschüttete Aschen- und Schlackenkegel wird dabei unter Umständen teilweise zerstört und ausgeweitet. Hier und da werden auch aus den tiefen Teilen des Schlots von den Wandungen Brocken von nicht vulkanischen Gesteinen losgerissen und mit der zerstäubten Lava in die Höhe geworfen. Erst nachdem das Aschenwerfen eine Zeitlang gedauert hat, beginnt oben am Krater die Lava überzufließen. In der Regel nehmen nunmehr die Erdbeben ab und es stellt sich eine mehr gleichmäßige Thätigkeit ein.

Nur ein Teil der Vulkane zeigt diesen Typus der Eruption, den man nach dem Vesuv den Vesuvtypus genannt hat. Schon beim Ätna treten Abweichungen auf: die Lava entquillt dem Berge niemals aus dem Krater am Gipfel, sondern immer aus radialen Spalten, die an den Flanken des Kegels aufbersten. Beim großen Ausbruch 1869 bildete sich z. B. eine 18 *km* lange Spalte, deren Ausgehendes ungefähr einer Seitenlinie des Kegels des Ätna entsprach. An verschieden Stellen dieser Spalte brach Magma aus; es entstanden eine Reihe von sogenannten parasitischen Kratern. Die oberen warfen vorwiegend Asche aus, während aus den tiefer gelegenen Lava ausströmte, die sich über eine Fläche von 50 *qkm* ausbreitete. Solcher parasitischer Kegel hat der Ätna an 900; jeder funktioniert in der Regel nur bei einer Eruption. Fast bei allen hohen Vulkanen erfolgen in dieser Weise die Lavaergüsse durch Flanken- oder Seiteneruptionen, während der centrale Krater am Gipfel nur Asche auswirft, oft aber überhaupt unthätig bleibt.

Trotz dieser Gegensätze zwischen Vesuv und Ätna ist doch beiden gemeinsam, dass sie sowohl Ergüsse als auch Auswürfe liefern. Solche Eruptionen heißen gemischte Eruptionen. Die Vulkanberge, die dadurch entstehen, zeichnen sich durch einen häufigen Wechsel von Laven und Tuffen aus, die alle vom Centrum des Vulkans weg fallen, freilich unregelmässig, je nach dem die Unterlage geneigt war, auf der sie sich ablagerten. Der Berg selbst stellt einen schlanken Kegel dar, dessen Gehänge nach unten zu sich immer mehr verflacht.

Einen ganz andern Typus der Eruption, nämlich reine Lavaeruptionen, weisen die Riesenvulkane von Hawai auf, deren genaue Erforschung wir besonders Dutton und Dana danken. Schon durch ihre äußere Form unterscheiden sie sich von den eben betrachteten: sie lassen sich am besten mit einem flachgewölbten Schild vergleichen. Das Charakteristische ist das fast vollkommene Fehlen der lockeren Auswürfe; einzig und allein Lava tritt aus; die ganzen mächtigen Berge bestehen nur daraus. Die Erklärung hierfür liegt in dem geringen Dampfgehalt der hawaiischen Laven und in dem dadurch bedingten Zurücktreten der Explosionen. Die Eruptionen vollziehen sich daher mit großer Ruhe.

Fig. 57.



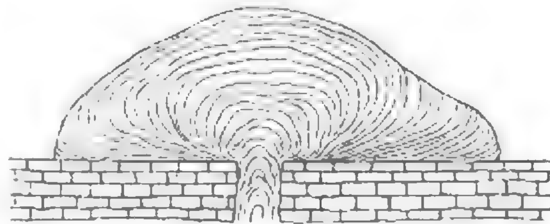
Querschnitt des Kraters des Kilauea in verschiedenen Jahren.
(Nach J. D. Dana.)

Auf dem überaus flachen Gipfel des Mauna Loa (4168 *m*) und desgleichen auf dem des Kilauea (1230 *m*) befindet sich je ein Krater, aber von sehr ungewöhnlicher Form (vgl. Fig. 57); er ist terrassiert und hat einen ganz flachen Boden. Auf dem Kilauea zeigt sich an der tiefsten

Stelle des Kraters, umgeben von senkrechten Abstürzen, ständig glühende Lava, förmlich ein kleiner Lavasee; am Mauna Loa ist dagegen die glühende Lava ganz unter einer Erstarrungskruste versteckt. Das ist der gewöhnliche Zustand. Die Ausbrüche, die sich durch überaus dünnflüssige Lava auszeichnen, vollziehen sich derart, dass zunächst die Lava im Krater zu steigen beginnt. Die Lavasäule hebt dabei den Kraterboden und schmilzt ihn von unten ab; der ganze Krater wird zum Lavasee, aus dem dazwischen Lavamassen hoch emporspritzen. Das Steigen dauert eine Zeit lang fort. In dem Moment aber, wo sich die Lava durch den ungeheuren hydrostatischen Druck oder durch eine Explosion einen Ausweg, meist ziemlich tief unterhalb des Gipfels an der Flanke des Berges nach außen hin oder in unterirdische Hohlräume geöffnet hat und der Lavaerguß vor sich geht, beginnt der Lavasee zu fallen und der Kraterboden, der durch Überkrusten des Sees entstand, versinkt in bedeutende Tiefe. Nur Reste von ihm bleiben als Terrassen zurück und markieren so einen alten Stand des Lavasees. In so großartiger Ruhe und Regelmäßigkeit wie auf Hawai vollziehen sich allerdings die reinen Lavaeruptionen nur selten; immerhin hat Thoroddsen auch in Island Vulkane vom gleichen Eruptionstypus gefunden.

Etwas anders spielen sich die reinen Lavaeruptionen eines zähflüssigen Magmas ab. Das Magma quillt aus dem Schlot aus und staut sich unmittelbar an dessen Mündung zu einem glockenförmigen Gebilde auf, während von unten immer neue Massen nachgeschoben werden. Es entsteht eine Quellkuppe (Fig. 58), die wohl eine schalige Absonderung des Gesteins, aber keine Schichtung der Laven wie Mauna Loa oder Kilauea aufweist. Eine solche Quellkuppe ist immer das Werk einer einzigen Eruption. Ein Beispiel bietet die Entstehung der Insel Georgios bei Santorin 1866; sie war nichts anderes, als ein gewaltiger über den Meeresspiegel emportauchender Lavablock.

Fig. 58.



Eine Quellkuppe.
(Nach Reyer.)

Wie es Eruptionen giebt, wo nur Lava gefördert wird, so giebt es auch Eruptionen, wo ausschließlich Auswürfe und gar keine Ergüsse erscheinen — das sind die reinen Ascheneruptionen. Sie treten dort auf, wo die Lava sich durch einen ganz besonders hohen Gehalt an Gasen und Dämpfen auszeichnet. Ein berühmtes Beispiel ist der Ausbruch des Monte Nuovo bei Pozzuoli. Dieser Berg wurde 1538 mitten in einer Ebene in einer Nacht ausschließlich durch Aufschüttung von Auswürflingen aufgebaut. Ungleich bedeutender sind zwei andere Ascheneruptionen, bei denen allerdings auch etwas Lava floß, wenn ihre Menge auch gegenüber den Auswürfen vollkommen verschwand. Im Jahre 1815 brach der Gunung Tambora (Temboro)

auf der Sundainsel Sumbawa aus; es ist vielleicht der verheerendste Ausbruch, der je stattgefunden hat, kamen doch dabei an 60 000 Menschen ums Leben; alle benachbarten Inseln wurden hoch mit Asche überschüttet und mächtige Schichten von Bimstein, d. i. durch Blasen förmlich schaumiger Lava schwammen noch lange nach der Eruption im Meer umher. Junghuhn schätzt die ausgeworfene Masse auf 300 *cbkm*, Verbeeck auf 150 bis 200 *cbkm*. Nicht viel stand dieser Eruption der Aschenausbruch des Vulkans Fuji (3780 *m*) in Japan im Jahre 1707 nach.

Noch einen vierten Typus der vulkanischen Eruptionen hat uns die jüngste Zeit kennen gelehrt — Eruptionen, bei denen gar kein oder doch so gut wie gar kein Magma an die Erdoberfläche gelangt, die also eigentlich gar keine Eruptionen sind, sondern nur vulkanische Explosionen, durch die ein Loch in die Erdoberfläche gesprengt wird. Ein treffliches Beispiel bietet die Explosion des Bandai-San in Japan am 15. Juli 1888. Ausgestoßen wurden hier nur gewaltige Dampfmassen und zwar in 15 bis 20 Explosionen und mit solcher Vehemenz, dass die Spitze des alten, 1840 *m* hohen, als vollkommen erloschen geltenden Vulkans einfach abgesprengt wurde. An ihrer Stelle entstand eine Vertiefung, ein sogen. Explosionskrater (Fig. 59). Sekiya und Kikuchi berechnen die weggeschleuderte Bergmasse auf 1.123 *cbkm*. Die gröberen Trümmer schossen als mächtiger Schuttstrom den Bergabhang abwärts, eine Fläche von 70 *qkm* in eine Wüstenei verwandelnd, während der feine Staub bis in den stillen Ocean vertragen wurde. Die Ursache der Eruption kann nur in einer plötzlichen Ausdehnung der im Berg eingeschlossenen Dampfmassen, in einer Explosion gesucht werden. Als eine furchtbare Explosion, die allerdings auch von bedeutenden Auswürfen begleitet wurde, erscheint die Eruption des Krakatau*) vom 23. August 1883. Die Insel Krakatau wurde dabei zum größten Teil in die Luft gesprengt, desgleichen Teile des benachbarten Meeresbodens. Verbeek schätzt die bewegten Massen auf 18 *cbkm*.

Fig. 59.



Der Explosionskrater des Bandai-San.
Die gestrichelte Linie gibt die Profillinie des Berges vor der Eruption an.
(Nach Sekiya und Kikuchi.)

Die Unterschiede zwischen den geschilderten Typen der Eruptionen sind ersichtlich nur durch das verschiedene Mengenverhältnis zwischen dem Magma und den absorbierten Dämpfen hervorgerufen. Ein dampfarmes Magma bringt eine Lavaeruption hervor; bei größerm Gehalt an Dampf entstehen gemischte Eruptionen, die man als Lava-Aschen-Eruptionen oder Asche-Lava-Eruptionen bezeichnen kann, je nach dem Vorwiegen der einen oder der andern Form des Magmas. Bei sehr großem Gehalt an Dampf haben wir Ascheneruptionen. Tritt das Magma im Vergleich

*) In der Sundastrasse.

zum Dampf zurück, so kommt es nur zu Explosionen, für die wir den Namen Dampferuptionen anwenden können. Naturgemäß giebt es zwischen diesen Typen alle möglichen Übergänge. Dabei kommt es vor, dass derselbe Vulkan einmal mehr Asche, ein andermal mehr Lava austreten lässt; es wechselt also der Charakter der Eruption.

Von großer Wichtigkeit ist bei jeder Eruption die Form des Mundlochs, aus dem sie stattfindet. Bei allen betrachteten Ausbrüchen trat das Magma an einem Punkt aus, es handelte sich um centrale Eruptionen. Ihnen gegenüber gestellt werden die linearen oder Spalteneruptionen; eine ganze Spalte funktioniert hier als Mundloch. Am großartigsten tritt dieser Typus in Island auf, wo die Lava meist auf der ganzen Länge der Spalten unmittelbar hervorquillt und dann je nach den Bodenverhältnissen sich als Decke ausbreitet oder als Strom abfließt. So erfolgten im südlichen Island 1783 auf einer geradlinigen Spalte von 24.5 *km* Länge, der sogenannten Lakis- oder Skaptarspalte, gewaltige Eruptionen; es bildeten sich, auf der ganzen Spalte verteilt, im ganzen an 100 Krater, darunter 34 größere. Aus vielen wurde nur Asche ausgeworfen, aus anderen ergossen sich auch mächtige Lavamassen. Noch großartiger ist die von Thoroddsen entdeckte 30 *km* lange Spalte am Lingisjor zwischen Vatnajökull und Myrdalsjökull; «Berge von mehr als 1000 Fuss Höhe erscheinen wie Spielzeug zerbrochen und 400 — 600 Fuss tief aufgerissen. Aus dieser Spalte haben sich mehrere mächtige Lavaströme ohne Krater in mächtigen Kaskaden ergoßen.» Dieser Typus der Eruption ist in Island der gewöhnliche; doch findet er sich auch sonst.

Auch aus Spalten kann sich die Eruption so mannigfaltig vollziehen, wie aus centralen Kratern. Die Eruption der Lakisspalte von 1783 ist eine Lava-Aschen-Eruption gewesen; doch wiegt die Lava stark vor. Andere isländische Spalten haben zu wiederholten Malen fast nur Lava geliefert: Lavadecke legte sich auf Lavadecke; kleine Aschenkegel, die etwa von einer frühern Eruption her bestanden, wurden einfach eingeschmolzen oder doch eingeebnet und der Schlacke der neuen Lava einverleibt. Auch reine Ascheneruptionen auf Spalten beobachtete Thoroddsen in Island. Eine von nur ganz unbedeutenden Aschenauswürfen begleitete Explosion auf einer Spalte war die Tarawera-Eruption in Neuseeland, die am 10. Juni 1886 den Rotomahana-See mit seinen Sinterterrassen vernichtete.*) Durch sie wurde eine 10 *km* lange, im Mittel 0.5 *km* breite und 150 *m* tiefe Furche im Erdboden ausgesprengt.

Spalteneruptionen hat es ebenso wie centrale Eruptionen zu allen Zeiten gegeben. Für die mächtigen weit ausgedehnten Decken tertiärer Ergussgesteine, die wir später noch zu schildern haben werden, ist die Entstehung auf Spalten teils wahrscheinlich gemacht, teils wird sie wenigstens angenommen. Wahrscheinlich haben, wie von Richthofen betont hat, die Spalteneruptionen sogar eine weit höhere Bedeutung für die Ausgestaltung der Erdoberfläche als die centralen. Übrigens stehen

*) Vgl. unten den Abschnitt über Geiser.

Spalteneruptionen und centrale Eruptionen einander keineswegs unvermittelt gegenüber, ordnen sich doch auch die Schlote, an die die centralen Eruptionen anknüpfen, in den meisten Fällen auf grossen Bruchlinien der Erdkruste an. In manchen Fällen, wie bei den gewaltigen Eruptionen, die 1730—1737 auf der kanarischen Insel Lanzarote aus einer Serie dicht gedrängter, in gerader Linie gereihter Krater erfolgten, ist man im Zweifel, ob man es mit einer Spalteneruption oder mit einer Anzahl auf einer Bruchlinie angeordneter centraler Eruptionen zu thun hat.

Modificierend können auf die Eruption auch äußere, nicht im Magma selbst oder in der Form des Mundlochs beruhende Verhältnisse wirken. Am Cotopaxi in Südamerika treten z. B. bei den Eruptionen ungeheuere Fluten auf, die Eis, Schlamm und vulkanische Blöcke mit sich führen; sie entstehen dadurch, dass die Lava, die hier — ein seltener Fall — über alle Punkte des Kraters gleichzeitig ausfließt, die mächtigen Gletscher des 5943 *m* hohen Gipfels ganz plötzlich schmilzt. Auch Island ist mehrfach von analogen Hochfluten heimgesucht worden, die durch das Schmelzen der Gletscher bei Eruptionen entstanden, z. B. 1861 am Vatnajökul. Entsetzliche Schlammströme entsandte 1822 der Gunung Gelungung auf Java, dessen Eruption den Verheerungen nach unmittelbar nach der des Tambora kommt. Das Wasser dieser Schlammströme entstammte nach Junghuhn Seeen, die den Krater vor der Eruption ausfüllten. Tritt Magma am Boden des Meeres aus, so wird das Wasser durch die plötzlich entstehenden Dämpfe hoch emporgeschleudert, und Lava erscheint als Bimsstein an der Oberfläche. Auf solche unterseeische Eruptionen führt Rudolph die Entstehung der gewaltigen Erdbebenflutwellen zurück (vgl. Abt. I. S. 303). Auch wenn die Lava eines auf dem Land befindlichen Vulkans auf ihrem Weg abwärts das Meer erreicht, kommt es zu kleinen Explosionen.

Die in den Eruptionen aus der Tiefe an die Oberfläche der Erde geförderten Massen sind sehr beträchtlich. 1852 entströmte dem Mauna Loa auf Hawai ein Lavastrom von 32 *km* Länge, dessen Masse Dana auf etwa 0.3 *cbkm* schätzt; zwei Jahre darauf trat ein Lavastrom von 42 *km* Länge aus, an Rauminhalt etwa gleich dem ganzen Vesuv; 1859 entstand dann ein 53 *km* langer Strom. So gewaltig die Massen dieser Lavaströme im Vergleich zu den Laven etwa des Vesuv oder des Ätna sind, so sind sie doch nur klein gegenüber den Massen, die bei den größten Eruptionen bewegt worden sind. Es werden geschätzt:

Die Ergüsse der Lakisspalte	1783	auf	12.3 *cbkm**)
die Auswürfe des Tambora	1815	»	103 *cbkm*
» » » Coseguina	1835	»	150 *cbkm*
» » » Krakatau	1883	»	18 *cbkm*.

Die mittlere jährliche Förderung von Magma aus dem Schoß der Erde auf die Oberfläche glaubt Penck auf ungefähr 10 *cbkm* schätzen zu

*) Nach Thoroddsen. Allein für Islands Nordostecke schätzt Thoroddsen das Volumen der seit der letzten Eiszeit ausgetretenen Massen auf 217 *cbkm*.

müssen; etwa die Hälfte davon entfällt auf Ergüsse, die andere Hälfte auf Auswürfe.

Die ungeheure Bedeutung der vulkanischen Vorgänge wird uns noch klarer, wenn wir die weite Verbreitung der jungen (tertiären und posttertiären) Eruptivgesteine auf der Erdoberfläche ins Auge fassen. Im Kaskadengebirge zwischen Mount Baker und Lassen's Peak findet sich ein ungeheures, über 800 *km* langes und an Ausdehnung der Größe des Deutschen Reiches entsprechendes Lavafeld, dessen Mächtigkeit 600—1200 *m* beträgt und dessen Entstehung Le Conte an den Schluss der Pliocänzeit versetzt. In Vorderindien breiten sich im Gebiet des Hochlands von Dekan alttertiäre Basaltdecken von 2000 *m* Mächtigkeit über eine Fläche von ungefähr gleicher Größe aus. Kaum kleiner ist die tertiäre Basaltdecke, von der uns Bruchteile in Island, in Irland und auf den Färöern und Hebriden erhalten geblieben sind. In Afrika tritt uns eine mächtige Decke in Abessynien entgegen. In allen diesen Fällen hat man es mit Ergüssen aus Spalten nach Art der Lakiseruption zu thun. Insgesamt bedecken die jungen seit Beginn der Tertiärzeit ausgetretenen Eruptivgesteine nach v. Tillo 4 Millionen *qkm* oder 4 % der geologisch bekannten Landoberfläche. Schätzen wir die mittlere Mächtigkeit auf 500 bis 1000 *m*, so erhalten wir für die gesamte Masse der seit Anfang der Tertiärzeit geförderten Eruptivgesteine auf den geologisch bekannten Teilen der Erdoberfläche 2 bis 4 Millionen *cbkm*.

Erlöschen der vulkanischen Thätigkeit. Wir erwähnten schon, dass die große Mehrzahl der Vulkane intermittierend thätig ist. Der Vulkan schläft gleichsam, ehe er sich zu neuer Arbeit aufrafft. Unter Umständen kann er aber auch für die Dauer erlöschen. Ganz allmählich geht das vor sich und noch lange Zeit nach der letzten Eruption verraten gewisse Anzeichen den erkaltenden vulkanischen Herd in der Tiefe. Am wichtigsten sind in dieser Hinsicht Exhalationen von Gasen und Dämpfen, dann auch Thermen. So strömen aus der Solfatara, einem seit 1198 erloschenen Vulkan bei Pozzuoli, Dämpfe in Massen aus, hauptsächlich Wasserdampf, dann aber auch alle anderen Gase, die wir in den Laven gelöst finden. Man hat den Namen übertragen und bezeichnet den durch Dampf- und Gasausströmungen gekennzeichneten Zustand der ruhenden oder erlöschenden Vulkane als Solfatarenzustand.*) Charakteristisch für ihn ist auch der durch die ausströmenden Schwefelverbindungen verursachte starke Absatz von Schwefel. Ganze große Gebiete befinden sich in diesem Zustand, so der National-Park der Vereinigten Staaten von Nordamerika.**) Bei weiterer Verminderung der vulkanischen Thätigkeit verschwinden allmählich die Dampfexhalationen, man trifft nur noch zahlreiche

*) Die Dampfausströmungen alter vulkanischer Gebiete heißen Fumarolen, wie die Dampfausströmungen der Lava.

**) An erlöschende vulkanische Thätigkeit ist oft auch das Auftreten der an anderer Stelle zu besprechenden Geiser geknüpft.

heiße Quellen und endlich als letzte Nachwirkung vulkanischer Thätigkeit Ausströmungen von trockener Kohlensäure (Mofetten) oder von Quellen, die Kohlensäure gelöst enthalten (Sauerquellen, Säuerlinge). In diesem Stadium befinden sich die Eifel, der Vogelsberg, die Rhön, Nordböhmen u. s. w.; es erhält sich außerordentlich lange; schließlich aber hat auch das ein Ende und damit erlischt das letzte lebendige Zeichen der frühern vulkanischen Thätigkeit.

Geographische Verbreitung der vulkanischen Thätigkeit. Alle Versuche, die geographische Verbreitung der vulkanischen Thätigkeit zu verfolgen, haben mit der Schwierigkeit zu kämpfen, dass im Zustand der Ruhe befindliche Vulkane von erloschenen oft nicht zu unterscheiden sind. Der Vesuv galt bis zum Jahre 79 n. Chr. als erloschen, ebenso der Epomeo auf Ischia bis 1302, der Gelungung bis 1822; und doch schlummerten alle drei nur und erwachten in den genannten Jahren wieder zu gewaltigen Eruptionen. Als absolut erloschen darf nur ein Vulkan angesehen werden, der sich in einem Gebiete findet, wo gar keine Vulkane mehr thätig sind; man sollte daher lieber von erloschenen Vulkangebieten und nicht von erloschenen Vulkanen sprechen. Erloschene Vulkangebiete sind z. B. die Auvergne und die Eifel. Dass es unter solchen Umständen unmöglich ist die Zahl der thätigen Vulkane anzugeben, liegt auf der Hand. Wenn daher C. Fuchs 325 heute noch — d. h. innerhalb der letzten drei Jahrhunderte — thätige Vulkane aufzählt und dazu 4—500, die noch in der historischen Zeit Ausbrüche gehabt haben oder deren Auswürfe doch so frisch sind, dass man auf erst vor kurzer Zeit stattgefundene Ausbrüche schließen muss, so ist das eine Näherungszahl, die sicher hinter der Wirklichkeit erheblich zurückbleibt.

Ein überaus charakteristischer, zuerst von Leopold von Buch erkannter Zug in der Verteilung der Vulkane ist ihre so häufige Anordnung in Reihen. Isolierte Vulkane sind viel seltener. Die reihenförmige Anordnung tritt besonders in der Umgebung des pacifischen Oceans hervor, wo wir nahezu drei Viertel der heute thätigen Vulkane finden. Eine ziemlich geradlinig angeordnete, allerdings mehrfach auf weite Strecken durch das Meer unterbrochene Reihe von Vulkanen zieht von Neuseeland über die Kermadec-Inseln nach Tonga und Samoa. Zusammenhängender ist die Vulkanreihe, die sich von den Loyalty-Inseln über die Neu-Hebriden, die Salamoninseln und den Bismarckarchipel bis zur Nordspitze von Neuguinea verfolgen läßt. Von hier nordwärts sind den ganzen Ostrand von Asien entlang die Vulkane so zahlreich gesäet, dass ihre Anordnung in bogenförmigen Linien auf den ersten Blick klar ist. Eine Reihe thätiger Vulkane zieht von Gilolo über die Philippinen nach Formosa. Weiter nach Norden folgen einander drei Bogen; der erste wird von den Vulkanen der Liu-Kiu-Inseln und von Kiu-siu gebildet, der zweite von den Vulkanen von Nipon und der Südspitze von Jeso, der dritte endlich von den übrigen Vulkanen auf Jeso, denen der

Kurilen und denen von Kamtschatka. Kamtschatka stellt uns überhaupt eines der gewaltigsten Vulkangebiete dar, erhebt sich doch die Kljutschewskaja Sopka*), ganz aus Auswürfen und Laven bestehend, direkt von der Küste bis zu rund 5000 *m* Höhe. Nach einer Unterbrechung leitet ein neuer Bogen, der der Aleuten, hinüber nach Alaska. Vom Eliasberg nach Süden treffen wir zunächst auf ein Gebiet, wo die vulkanische Thätigkeit, die noch am Schluss der Tertiärperiode sehr rege war, heute erloschen ist; im Kaskadengebirge fehlt es dagegen wieder nicht an thätigen Vulkanen. Auch auf der kalifornischen Halbinsel scheinen noch in diesem Jahrhundert Ausbrüche erfolgt zu sein. Die Vulkane Mexikos liegen auf einer Bruchzone, die den Südrand des mexikanischen Plateaus bildet und unter 18° N. Br. von Westen nach Osten streicht, sowie auf sekundären, senkrecht zum Hauptbruche gestellten und von diesem nach Norden streichenden Nebenspalten (Felix und Lenk). Weiter im Süden folgt, wieder reihenförmig angeordnet, die große Schaar der centralamerikanischen Vulkane; sie sind unansehnlich ihrer Größe nach, haben aber einige der gewaltigsten Ausbrüche gehabt, die wir kennen, so der Coseguina in Nicaragua, der nur 162 *m* hoch, also eigentlich nur ein Hügel ist.

Die südamerikanischen Vulkane sind dem mächtigen Kettengebirge der Anden aufgesetzt. Sie beginnen im Norden mit der Vulkanreihe von Ecuador; nach einer Lücke folgt die peruanische und wieder nach einer Lücke die chilenische Vulkanreihe, die wohl bis ins südliche Patagonien fortgeführt werden muss. Da auch die pacifischen Säume des antarktischen Landes mit Vulkanen besetzt sind, so ist thatsächlich das ganze Becken des stillen Oceans von einem Kranz von Vulkanen umgeben.

Verhältnismäßig arm ist dagegen das Innere des Beckens selbst. Allerdings haben wir hier im Centrum die Riesenvulkane der Sandwich-Inseln; ferner sind einige radiale, von den eben geschilderten peripherischen Hauptlinien abzweigende Linien mit Vulkanen besetzt, so eine Linie vom Fuji auf Japan gegen die Ladronen, die Linie von Neuseeland gegen die Samoa-Inseln u. A. Sonst aber treffen wir im Ocean nur einige erloschene Vulkangebiete, wie das der Gesellschaftsinseln und das der Markesas. Zwar nimmt G. Gerland für den Boden des Oceans eine regere vulkanische Thätigkeit an als für die Festländer. Er sucht das damit zu begründen, dass alle Koralleninseln der Südsee unterseeische Vulkanberge seien, die nur von Korallenbauten gekrönt werden. Allein ein strikter Nachweis für die vulkanische Natur des Sockels der Koralleninseln ist doch zur Zeit noch nicht erbracht, wenn auch durch die Untersuchungen von E. Rudolph fest steht, dass nicht selten auch am Meeresboden Eruptionen stattfinden.

Der indische Ocean ist zwar weit ärmer an Vulkanen als der pacifische, besitzt aber dafür in den Sundainseln das gewaltigste Vulkangebiet

*) Sopka = einzeln stehender Berg.

der Erde. Die Vulkane ordnen sich hier wieder in einen schön geschwungenen Bogen, der gleich westlich von Timorlaut beginnt und über die großen Sundainseln zu dem Nikobaren und Andamanen und nach Arakan führt. Auch Madagaskar hat mit seinen Nachbarinseln, den Komoren und Maskarenen, thätige Vulkane.

Spärlich sind vulkanische Erscheinungen im atlantischen Ocean; anders als im pacifischen knüpfen sie sich nicht an die Küsten, sondern treten mitten im Meer auf. Nur im Guineagolf treffen wir im Kamerungebirge ein erloschenes Vulkangebiet auf dem Festland. Über die gewaltige vulkanische Thätigkeit auf Island haben wir mehrfach gesprochen; auch das benachbarte Jan Mayen nimmt daran teil. Durch eine rege Thätigkeit, die sich oft auch in submarinen Ausbrüchen äußert, ist das Gebiet der Azoren ausgezeichnet, besonders aber das der Kanaren, wo auf Teneriffa, Palma und Lanzarote in historischer Zeit mehrfach Ausbrüche erfolgt sind. Auf den Kapverden findet sich dagegen nur noch ein einziger thätiger Vulkan. Die Vulkane von Ascension und Tristan da Cunha sind erloschen.

Weit lebhafter ist die vulkanische Thätigkeit in den dem atlantischen Ocean zugewandten Mittelmeeren. So hat das amerikanische Mittelmeer in den kleinen Antillen eine ausgezeichnete Vulkanreihe. Vor allem aber ist das mittelländische Meer reich an Vulkangebieten, die sich zwar nicht durch Großartigkeit der Erscheinungen auszeichnen, dafür aber überaus eingehend untersucht sind, wie besonders das Vulkangebiet bei Neapel mit dem Vesuv. Auch in den phlegräischen Feldern, westlich von Neapel, fanden in historischer Zeit eine Reihe von Ausbrüchen statt. Das Vesuvgebiet gehört einer Vulkanreihe an, deren nördliche Glieder (Albanergebirge, die Krater der Seeen von Bracciano und Bolseno) allerdings erloschen sind. Thätig ist weiter im Süden der Ätna und unter den Liparen der Stromboli und Vulcano. Endlich findet sich zwischen Sicilien und Pantellaria ein unterseeischer Vulkan, der 1831 für kurze Zeit durch Aufschüttung eine Insel bildete, die jedoch bald von den Wogen zerstört wurde. Rege vulkanische Thätigkeit treffen wir am Nordrand des ganz jugendlichen kesselförmigen Senkungsgebietes im östlichen Mittelmeer zwischen den Kykladen und Kreta. Am bekanntesten ist der Vulkan von Santorin, dessen Kraterränder die Inseln Thera und Therasia bilden. Im Centrum dieses Kraters fand 1866 eine Eruption statt, die zuerst die selbständige Insel Georgios schuf, welche später mit der schon existierenden Insel Nea Kameni verschmolz. Einen Ausbruch im 15. Jahrhundert soll auch der Vulkan Nisyros gehabt haben. Die Vulkane Kleinasiens sind dagegen erloschen.

Alle die geschilderten Vorkommnisse vulkanischer Thätigkeit sind an die Nachbarschaft des Meeres geknüpft. Da sie die erdrückende Mehrheit der Vulkane bilden, so war man eine Zeit lang geneigt, die Nähe des Meeres als eine wesentliche Bedingung vulkanischer Ausbrüche zu betrachten. Heute geht das nicht mehr, nachdem Vulkane auch fern

vom Meere in größerer Zahl nachgewiesen worden sind. Schon ein Teil der amerikanischen Vulkanreihen liegt ziemlich weit ab von der Küste. Im Großen Becken der Vereinigten Staaten finden sich Spuren sowohl von erst kürzlich erloschener als auch von noch fortdauernder vulkanischer Thätigkeit; davon zeugt nach Diller ein der historischen Neuzeit angehörender Aschenkegel unweit des Lassen's Peak. Die tertiären Vulkane Mitteleuropas, wie die heute stark abgetragenen Riesenvulkane des centralen Frankreich (Mont Dore, Cantal u. s. w.) oder Mitteldeutschlands (Vogelsberg, Rhön) dürfen wir an dieser Stelle nicht nennen, weil sie der Tertiärperiode angehören, wo die Grenzen der Meere etwas anders lagen als heute. Dagegen gehören hierher die noch in der Diluvialzeit thätigen Vulkane der Reihe der Puys beim Puy de Dôme in der Auvergne, ferner die Vulkane der Eifel, die freilich heute ebensowenig arbeiten wie die Puys. Thätige Vulkane fern vom Meer hat Armenien, wo der 5156 *m* hohe Ararat noch bis zum 15. Jahrhundert Ausbrüche hatte. Auch der Demavend (6500 *m*) im Elbursgebirge war wahrscheinlich noch in vorislamitischer Zeit thätig, während die großen Vulkane des Kaukasus erloschen sind. Am wichtigsten ist der von Stoliczka durch Auffinden eines großen frischen Kraters erbrachte Nachweis einer erst ganz kürzlich erloschenen vulkanischen Thätigkeit im Thienschan, also im Herzen des asiatischen Kontinents und fern von allen grösseren Wassermassen. Auch in der Mandschurei ist bei Mergen fern vom Meer von Krapotkin ein Vulkan gefunden worden, der wahrscheinlich noch 1720 einen Ausbruch gehabt hat.

In ausgezeichneter Weise wird die Unabhängigkeit der vulkanischen Erscheinungen vom Meer durch den langen Zug von Vulkanen dargethan, der zum Teil unfern des Meeres, zum Teil aber auch tief im Innern des Landes die Reihe ungeheurer Grabenverwerfungen begleitet, die nach Suess von Syrien über das Tote Meer und das Rote Meer bis zum Nyassa-See zieht. Bei Medina fand noch im 13. Jahrhundert ein Ausbruch statt; auch einige andere Vulkane am Roten Meer sind thätig. Thätig sind ferner die Vulkane der Höhnel-Inseln im Rudolf-See, der Virungo südlich vom Albert-Eduard-See, 1100 *km* von der Küste, und eine Reihe anderer im afrikanischen Graben zu Tage tretender Schlote. Daneben finden sich große erloschene Vulkane, so der Kenia und der Kilimandscharo.

So bestimmt das Vorkommen von Vulkanen mitten im Lande beweist, dass die Nähe großer Wassermassen in keiner Weise für das Zustandekommen von Eruptionen notwendig ist, so darf man doch die so überwiegende Anordnung der Vulkane an den Küsten auch nicht dem Zufall zuschreiben. Der Zusammenhang erklärt sich dadurch, dass sowohl die Verbreitung der Meere als auch die der Vulkane von der Anordnung der großen Bruchlinien der Erdkruste bedingt ist. Da die größten Brüche vielfach die Meere umkreisen, so sucht auch die vulkanische Thätigkeit ganz besonders die Küsten und Inseln auf. Aber sie erscheint auch

dort, wo gewaltige Brüche das Festland durchsetzen wie im afrikanischen Graben. Gerade hier zeigt sich in voller Klarheit, dass die Vulkane nicht an die Nähe des Meeres, sondern an das Vorhandensein von Strukturlinien geknüpft sind.

In dem eben Gesagten liegt schon, dass die Mehrzahl der Vulkane am Rande von Senkungsfeldern steht; ob die Brüche hier Längsbrüche oder Querbrüche, peripherische oder radiale Brüche sind, ist gleichgiltig. Doch auch dort, wo Brüche mitten im Gebirge erscheinen, zeigen sich Vulkane, z. B. in den Anden. Besonders häufig begleiten vulkanische Erscheinungen die eingebrochene Innenseite der grossen einseitigen Faltengebirge; so liegen die italienischen Vulkane auf der Innenseite der Appeninen, die japanischen auf der Innenseite des japanischen Gebirges u. s. f. Die Verteilung der Vulkane ist durch die Struktur der Kruste bestimmt.

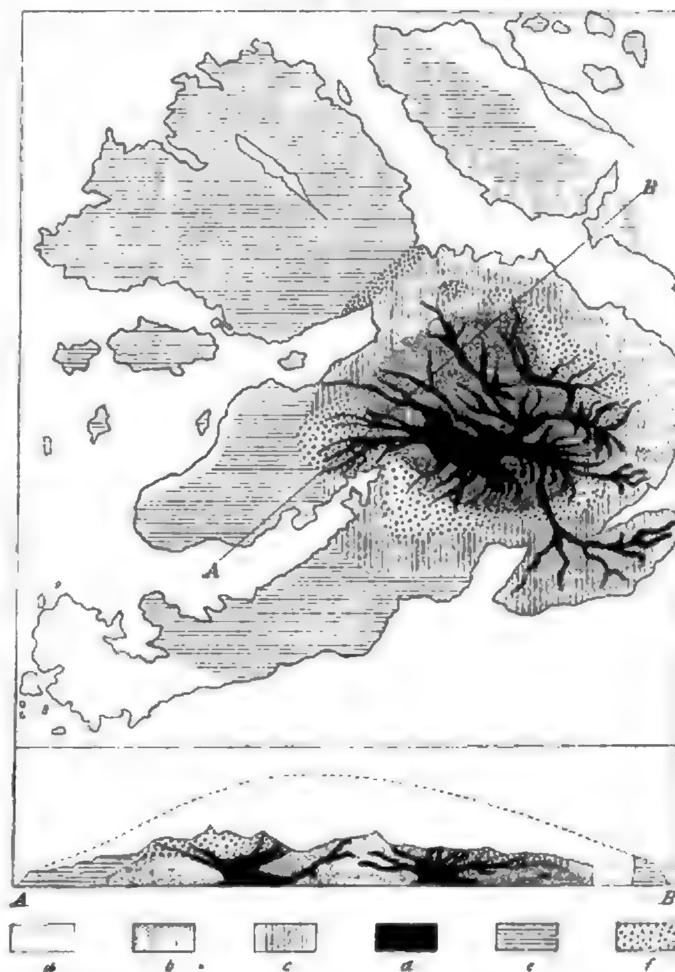
Vorgänge im Innern der Vulkane. Es liegt auf der Hand, dass nur der Vorgang der Eruption der direkten Beobachtung zugänglich ist. Alle Magmabewegungen, die sich heute in der Tiefe vollziehen, lassen sich nicht unmittelbar erkennen; erst nachdem die vulkanische Thätigkeit erloschen, die Gesamtheit der hangenden Gesteinsmassen abgetragen und das in der Tiefe erstarrte Magma bloßgelegt ist, können wir an den nunmehr fossil gewordenen Herd herangelangen und aus den Verhältnissen, die wir dort finden, Rückschlüsse auf die Vorgänge ziehen, die sich einst abspielten. Die Abtragung mächtiger Gesteinsmassen braucht aber immer lange Zeiträume. So kommt es, dass unser Wissen von den Vorgängen in der Tiefe unter einem Vulkan überaus dürftig ist und sich hauptsächlich auf Magmabewegungen vergangener geologischer Perioden bezieht.

Jede an der Erdoberfläche stattfindende Eruption von Lava oder Auswürfen setzt die Existenz eines vulkanischen Herdes in der Tiefe voraus, der durch einen Schlot mit der Erdoberfläche verbunden ist. Der obere, nur in geringer Tiefe unter der Erdoberfläche befindliche Teil dieses Schlots stellt den Lavaraum dar, aus dem unmittelbar die Eruptionen erfolgen. Solche Lavaräume sind bei einigen erloschenen und halb abgetragenen Vulkanen deutlich zu erkennen. Auf den innern Hebriden finden sich nach A. Geikie und Judd als fossil gewordene Lavaräume von vier tertiären Vulkanen mächtige Granitstöcke, von denen Intrusivlager und Gänge in die Nachbargesteine ausgehen. Zu diesem Granit als Tiefengestein gehören saure Ergussgesteine und Tuffe in der unmittelbaren Nachbarschaft. Ferner treten inmitten derselben alten Vulkane jüngere mächtige Gänge von Gabbro auf, denen in der Nachbarschaft wieder basaltische Ergussgesteine entsprechen (Fig. 60).*) Wir

*) Aehnliche von verschiedenen Tiefengesteinen gebildete Lavaräume mit den zugehörigen Ergussgesteinen schildert C. W. Brögger aus dem Kristianiagebiet. Alle Eruptionen sollen hier aus einem gemeinsamen engumgrenzten Magmabassin stammen, aus dem durch Einsinken der hangenden Krustenteile zuerst basische, dann saure und zuletzt in geringeren Quantitäten wieder basische Magmamassen ausgequetscht wurden.

können, wie besonders Suess betont hat, an solchen Vorkommnissen, die uns einen horizontalen Querschnitt durch einen Vulkan an seiner Basis darstellen, ausgezeichnet erkennen, in welcher Stellung wir das Magma unter den heutigen großen Vulkanen erwarten müssen: von einem Hauptgang strahlen nach allen Richtungen Gänge aus. Die Mehrzahl derselben dürfte einst zu einem Eruptionspunkt geführt haben; jedenfalls aber ließen nie alle gleichzeitig Lava ausfließen, sondern immer nur einer oder doch nur wenige zur Zeit, wie das auch heute für die Seiteneruptionen der Vulkane gilt. Durch diesen von Eruption zu Eruption stattfindenden Wechsel des Eruptionspunktes erhält der ganze Vulkan gleichsam ein festes Gerippe von Gängen. Einfacher liegen die Verhältnisse unter Vulkanen, die nur einen Ausbruch gehabt haben; hier ist meist nur ein einziger Schlot zu beobachten, wie z. B. bei den Vulkanen der Umgebung von Urach in Schwaben. Den eigentlichen vulkanischen Herd haben wir im Lavaraum noch nicht vor uns, er liegt in viel größerer Tiefe. Wahrscheinlich sind manche ausgedehnte Granitmassen als die erstarrten und durch Abtragung bloßgelegten Lavaräume uralter Vulkane zu deuten.

Fig. 60.



Horizontalschnitt und Vertikalschnitt durch den abgetragenen alten Vulkan auf Mull (nach Judd.)

Oben die geologische Karte, unten Vertikalschnitt entlang der Linie *A B*. Die ursprüngliche Profillinie des Vulkans ist punktirt.

a Sedimentgesteine im Liegenden des Vulkans.
b Intrusivmassen von sauren Tiefengesteinen.
c Zu *b* gehörende saure Laven.
d Intrusivmassen von Gabbro und Dolerit
e Zu *d* gehörende basische Laven.
f Vulkanische Tuffe.

Eine Frage drängt sich uns auf: wie entstanden die Intrusionen von Magma, die wir den Schlot oder Lavaraum und die zahllosen Gänge und Stiele erfüllen sehen? Noch vor Kurzem herrschte die Anschauung, dass die großen Eruptionskanäle, die die Vulkane speisen, alle ohne Ausnahme im Gebirgsbau vorgezeichnet gewesen seien und das Magma præexistierende

Spalten zum Aufsteigen benutzt habe. In der That steht es fest, dass sehr viele Vulkane an tektonische Bruchlinien geknüpft sind. Allein die Forschungen der letzten Jahre haben uns doch gelehrt, dass das keineswegs immer der Fall ist und dass zuweilen die Anlage der Eruptionskanäle vollkommen unabhängig vom Gebirgsbau erfolgt ist. So hat A. Geikie für eine Reihe alter Vulkane der britischen Inseln gezeigt, dass ihre Schlote nicht an Verwerfungen geknüpft sind. Analoges beobachtete Dutton am Mt. Taylor und die gleiche Unabhängigkeit stellte 1895 Branco für die 125 von ihm untersuchten embryonalen d. h. über die Schlotbildung nicht hinausgekommenen Vulkane Schwabens fest. Schlote von 600—800 *m* Tiefe setzen hier inmitten von Gesteinen auf, die frei von Verwerfungen sind. Die mächtigen Gesteinstafeln sind durchbohrt, ohne zerbrochen zu sein. Unter solchen Umständen kann man sich heute nicht mehr der Ansicht verschließen, dass vulkanische Eruptionen sich selbstthätig ihren Weg bahnen können. Wenn so überaus häufig Schlote an Bruchlinien geknüpft sind, so dürfen wir darin nur eine Folge des Umstandes erblicken, dass das Gefüge der Erdkruste hier zerrüttet und daher der Widerstand, den die Lava bei ihrem Vordringen fand, kleiner war als im unverletzten Gestein der Nachbarschaft. Die Bahnung des Weges geschah aber wohl meist auch hier durch die Eruption selbst.

Die Bildung der Schlote und Spalten ist auf zweierlei Weise möglich. In vielen Fällen spielen Explosionen dabei eine große Rolle. Dass Gase, die unter hohem Druck ausströmen, eine Durchschlagskraft besitzen und in Folge dessen Explosionen direkt das Gestein in der Richtung des geringsten Widerstandes, also bei unterirdischen Explosionen meist nach oben hin, durchbohren können, hat Daubrée experimentell nachgewiesen; die so geschaffenen Kanäle lassen sich mit Schusskanälen vergleichen. Eine solche Entstehung muss heute für eine Reihe von Schloten angenommen werden. Auf Explosionen führt Branco die Vulkanschlote bei Urach in Schwaben zurück, die größtenteils mit Tuff erfüllt sind. Als ein Bersten in Folge mächtiger Explosionen muss man jedenfalls auch die Öffnung der Radialspalten an den Vulkanen erklären, die zu Seiteneruptionen Veranlassung gaben. In allen diesen Fällen betrat das Magma erst nachträglich die durch die Explosion gebildeten Kanäle. Aber bei manchen Intrusionen ist doch eine solche Deutung ausgeschlossen. Sie sprechen vielmehr dafür, dass das Magma in vorhandene, aber geschlossene Fugen von unten hineingepresst wurde und so beim Aufsteigen wie ein Keil die Wandungen auseinandertrieb. Auf diese Weise entstanden nach Gilbert die Lakkolithe in den Henry Mountains. Die Gewalt, mit der das Magma hier von einem vertikal aufsetzenden Gang aus in die Schichtfugen gepresst wurde, war so groß, dass die gesamten, mehrere Tausend Meter mächtigen hangenden Schichten über der Intrusion beulenförmig aufgetrieben wurden. Auch viele Gänge, besonders solche, die einen verwickelten Verlauf haben, bald einer Schichtfuge folgen, dann in einer vertikalen Fuge sich aufwärts wenden, um sich bei der nächsten

Gelegenheit wieder an eine Schichtfuge zu knüpfen, weisen eher auf ein langsames Einpressen der Lava in Fugen hin. Jedenfalls lehren diese mächtigen Intrusionen, dass die Lava, abgesehen von den plötzlichen Stößen, die sie bei den Explosionen erhält, unter einem gewaltigen Druck steht, der ihr eine gewisse Aktivität verleiht. Sie wird unter Umständen «in die Erdkruste injiciert, sowie man eine Injektionsmasse in ein anatomisches Präparat injiciert» (Suess). Im gleichen Sinn zeugen auch die vorübergehenden und dauernden Hebungen, die dazwischen in vulkanischen Gebieten unmittelbar vor einer Eruption beobachtet worden sind und die sich wohl auf ein Andrängen der nach Ausgängen suchenden Lava von unten zurückführen. So wurde 1890 die Küste von Pantellaria auf 10 *km* Länge gehoben; die Hebung wiederholte sich 1891 kurz vor Beginn der großen Eruption vom 17. Oktober, so dass sie insgesamt 6—8 *m* betrug.*)

Das aufwärts dringende Magma reißt nicht selten von den Wandungen der Schlote, die es passiert, Gesteinsbrocken ab, die dann als Fremdlinge inmitten der Auswürfe oder auch eingebacken in der Lava erscheinen. Am Puy Chopine ist eine große gewaltige Granittafel aus der Tiefe gefördert worden; sie liegt zwischen Lava, wie das Fleisch in einem Sandwich. Ähnliches schildert Abich vom Palandokän in Armenien.

Eine Frage von großem theoretischem Interesse ist die nach dem Zusammenhang der Herde benachbarter Vulkane in der Tiefe. Ein solcher Zusammenhang scheint zuweilen zu bestehen, zuweilen zu fehlen. Auf einen Zusammenhang weist die große Einheitlichkeit der Eruptionsprodukte hin, die sich bei den Vulkanen einiger größerer Vulkangebiete findet, wie bei den Vulkanen der Anden und denjenigen auf Java. Auch ein gewisser Antagonismus in der Thätigkeit benachbarter Vulkane, der vorkommt, lässt sich nicht wohl anders als durch einen Zusammenhang in der Tiefe erklären. So wechselten die Vulkane Kljutschewskaja Sopka und Schiweljutsch auf Kamtschatka mit einander ab: während der eine einen Ausbruch hatte, ruhte der andere. In anderen Fällen aber vermissen wir jedes Zeichen eines Zusammenhangs: die gleichzeitig geförderten Eruptionsprodukte selbst nahbenachbarter Vulkane sind verschieden und die Eruptionen vollziehen sich völlig unabhängig von einander. Ob man aus letzterm ohne weiteres auf das Fehlen eines Zusammenhanges der Herde oder nur auf eine zeitweise Verstopfung des einen Schlotes schließen darf, ist allerdings fraglich.

Theorie der Magmabewegungen. Dunkel ist die Frage nach der Herkunft des Magma. Die Antwort hängt ganz davon ab, welche Annahme über den Zustand des Erdinnern gemacht wird. Humboldt erblickte in den Laven nichts anderes als den Ausfluß des glühendflüssigen Erdinnern. Auch heute hat diese Anschauung, wenn auch mit

*) Ein anderes Beispiel vulkanischer Hebung bietet der Serapistempel bei Pozzuoli (vgl. unten).

gewissen Modifikationen, Anhänger. Als man dann der Hypothese eines starren Erdinnern zuneigte, versuchte R. Mallet die Bildung des Magmas als eine Folge gewaltiger Zermalmungen durch den Schrumpfungsprozess der Erde zu deuten; es sollten dabei Magmanester in der Erdkruste entstehen. Auch Günther, der ein gasförmiges Erdinnere annimmt, verlegt die Lavaherde in die Erdkruste. In anderer Weise bringen Reyer und O. Fisher die Existenz des Magmas mit der Annahme eines starren Erdinnern in Einklang. Die Gesteine der Tiefe, so führen sie aus, stehen unter einem ungeheuren Druck, der ihren Schmelzpunkt bedeutend erhöht. Wo nun in der Erdkruste eine Spalte aufreißt, da findet in der Tiefe plötzlich eine Druckentlastung, dadurch eine Erniedrigung des Schmelzpunktes und ein Schmelzen des Gesteins statt, das als Magma austritt.

Viel gestritten wird auch über die Herkunft des Wasserdampfes, der bei der Mehrzahl der Eruptionen eine so große Rolle spielt. Während die einen ihn ausschließlich von den eindringenden Tagwässern herleiten wollen, nehmen die andern auch einen ursprünglichen Gehalt des Magmas an Dampf an. Letztere Anschauung hat jedenfalls heute die größere Berechtigung.

Auch über die Kräfte, die die Lava aus dem Schoß der Erde bis zur Oberfläche heben, ist man nicht einig. Allgemein anerkannt ist heute allerdings, dass der Wasserdampf oft eine große Rolle dabei spielt. Die Wasserdampfexplosionen geben die Projektionskraft ab, auf die sich immer das Ausschleudern der Auswürfe zurückführt. Die Explosionen entstehen wahrscheinlich in manchen Fällen durch den Zutritt von oberirdischem Wasser zum Lavaraum, was durch Aufreißen einer Spalte ermöglicht wird. Das dürfte der Vorgang bei der Eruption des Krakatau, bei der Tarawera-Eruption und ebenso bei der Explosion des Bandai-San gewesen sein. Zur Bildung von Explosionen muß es aber auch kommen, wenn Lava, die in der Tiefe unter hohem Druck mit Dämpfen beladen war, plötzlich unter geringern Druck kommt, etwa dadurch, dass eine Spalte sich öffnet. In diesem Falle findet, vergleichbar einem Aufkochen, ein plötzliches Entweichen der absorbierten Gase statt, die die Lava zerstäubt mit sich reißen. Dana hat den Prozess treffend mit dem Aufschäumen und Hervorspritzen des Champagners beim Öffnen der Flasche verglichen. Allein so groß die Rolle des Wasserdampfes auch bei den explosionsreichen Eruptionen ist, so tritt sie doch bei den reinen Lavaeruptionen gänzlich zurück. Hier muss also die Ursache der Hebung der Lava zur Erdoberfläche anderswo liegen. Dies aber zeigt, dass es überhaupt wohl nicht angeht, die Hebung der Lava ganz allein der Spannkraft des Wasserdampfes auf Rechnung zu setzen; schon die bei der Hebung geleistete Arbeit ist dazu zu groß. Daher nimmt Dana außer der plötzlich und intermittierend wirkenden Projektionskraft der Explosionen noch eine davon unabhängige, langsam hebende Kraft an. Prestwich möchte diese hebende Kraft aus der Kontraktion der Erdrinde herleiten, die das

Magma gleichsam ausquetscht. In der That spricht die so überaus häufige Lage der Vulkane inmitten oder doch an den Rändern von Senkungsfeldern sichtlich für ein solches Ausquetschen.

Erdbeben.

Der Mensch ist gewohnt den Boden, auf dem er lebt, als fest und unbeweglich zu betrachten; Entsetzen ergreift ihn, wenn sich einmal diese Festigkeit als trügerisch erweist: es giebt kein Ereignis, das mehr das Gefühl der vollkommenen Machtlosigkeit gegenüber dem Walten der Naturkräfte erregt als ein Erdbeben. Erdbeben sind Äußerungen von ruckweisen Krustenbewegungen.*) Außer ihnen treffen wir aber Krustenbewegungen an, die sich im wesentlichen stetig und sehr langsam vollziehen. Ein Gegensatz besteht zwischen beiden nicht; nur ihre äußere Erscheinungsform ist verschieden. Beim Erdbeben spüren wir den Ruck, der bei der Lagenänderung der Teile der Erdkruste entsteht; die Lagenänderung selbst können wir in der Regel nicht erkennen. Bei den stetigen Krustenbewegungen beobachten wir dagegen innerhalb längerer Zeiträume den Effekt der Bewegung, spüren aber diese selbst nicht unmittelbar. Allein häufig kombinieren sich stetige und ruckweise Bewegungen und Erdbeben begleiten Faltungen, Hebungen und Senkungen.

Die ausgedehnten Beobachtungsnetze, die heute in manchen Kulturländern funktionieren, haben uns zahllose Erschütterungen des Erdbodens kennen gelehrt. In sehr vielen Fällen sind die Bewegungen allerdings so klein, dass sie nur mit sehr feinen Instrumenten wahrgenommen werden können; das sind die mikroseismischen Bewegungen. Ihnen stellt man die makroseismischen, d. h. ohne feine Instrumente wahrnehmbaren Bewegungen gegenüber, zu denen die eigentlichen Erdbeben gehören.

Mikroseismische Bewegungen. Die mikroseismischen Bewegungen, deren Studium vor allem in Italien und Japan gefördert wird, bestehen in feinen Erzitterungen des Bodens. Die Ursache dieser Erzitterungen kann sehr verschieden sein; alle Stöße, die die Erdkruste von außen empfängt, können ein Erzittern des Bodens bewirken, so Stöße des Windes, so an der Küste die Stöße der Brandung. Eine gleiche Wirkung übt ein Wasserfall, ein raschfließender Fluß, eine Lawine, das Fahren großer Lasten, die Ansammlung vieler Menschen in Bewegung u. s. w. Diese Erzitterungen dauern, wenn auch stark abgeschwächt, nicht selten noch eine Zeit lang fort, nachdem die erzeugende Ursache geschwunden ist. So konnte z. B. auf der Sternwarte in Greenwich in einer Nacht, die auf einen Tag der Volksbelustigungen folgte, wegen des Zitterns des Bodens nicht beobachtet werden. Auch geringfügige Deformationen, wie sie die Erdkruste unter dem Einfluß stetig wirkender Kräfte erfährt,

*) Als zusammenfassendes Werk über Erdbeben sei genannt: R. Hoernes: Erdbebenkunde. Leipzig 1893.

bewirken aller Wahrscheinlichkeit nach Erzitterungen, so die Gezeiten der Erdrinde, die v. Rebeur-Paschwitz nachgewiesen hat, so die abwechselnde Erwärmung und Abkühlung der obersten Erdschicht unter dem Einfluß des Wechsels von Tag und Nacht, so auch die Luftdruckschwankungen (S. Günther). Endlich führt sich ein dritter Teil der Erzitterungen auf die gleichen Ursachen zurück wie die echten Erdbeben; sie sind also nur außerordentlich schwache Erdbeben. Welcher dieser Gruppen von Ursachen die größere Bedeutung zugeschrieben werden muss, ist zur Zeit noch nicht festgestellt.

Häufigkeit der Erdbeben. Unter den makroseismischen Bewegungen spielen die Erdbeben die bei weitem wichtigste Rolle. Doch ist nicht jede makroseismische Bewegung ein Erdbeben; man hat sich vielmehr gewöhnt, Erschütterungen des Bodens, wie sie beim Fallen großer Körper, z. B. von Bergstürzen, oder bei Explosionen größerer Massen Sprengstoff und ähnlichem entstehen, nicht als Erdbeben zu bezeichnen und diesen Namen ausschließlich auf die makroseismischen Erschütterungen des Bodens zu beschränken, deren Ursache nicht außerhalb, sondern innerhalb der Erdkruste zu suchen ist. Auf sie allein wollen wir unsere Betrachtungen beschränken.

Die gesamte Zahl der Erdbeben ist überaus groß, sogar in Gegenden, die wie die Schweiz keineswegs als sehr unruhig gelten dürfen. Darüber haben uns die allerdings noch wenig zahlreichen Beobachtungsnetze, die existieren, vollkommen aufgeklärt. In der Schweiz sind von 1880—1893 im Ganzen 633 einzelne Erdstöße beobachtet worden, die sich auf 97 verschiedene Erdbeben verteilen; das macht jährlich 45 Stöße in 7 ausgedehnten Beben. Weit größer ist die Zahl der Beben in Italien und noch viel größer in Japan; sie betrug hier von 1885—1889 599, also 120 im Jahre (Beben, nicht Einzelstöße!)*) Würden uns aus allen Teilen der Erde so sorgfältige Beobachtungen vorliegen, wie aus diesen drei Ländern, so würde sich zweifelsohne die Thatsache ergeben, dass kein Augenblick vergeht, ohne dass die Erdoberfläche irgendwo bebt. Wie häufig Beben in manchen Gegenden sind, deutet z. B. der Name «Cuscutlan», d. i. Hängematte, an, den das Thal von San Salvador in Centralamerika bei den Umwohnern führt.

Selten zeigt sich bei einem Erdbeben nur ein einziger Stoß, wie beim furchtbaren Erdbeben von Lissabon 1755; meist folgen in kürzeren oder längeren Intervallen mehrere Stöße einander. Beim Beben von Charleston am 31. August 1886 wurden zwei Hauptstöße empfunden, die zusammen 50 Sekunden dauerten; 8 Sekunden später trat vollkommene Ruhe ein. Beim Beben von Phokis schätzt dagegen Julius Schmidt die Zahl der schweren Einzelbeben vom 1. August 1870 bis zum 1. August 1873 auf etwa 300 und die Zahl der nicht besonders beachteten Erdstöße

*) Direkt vergleichbar sind die Zahlen für die Schweiz und für Japan allerdings nicht, weil die Schweiz sehr viel kleiner ist.

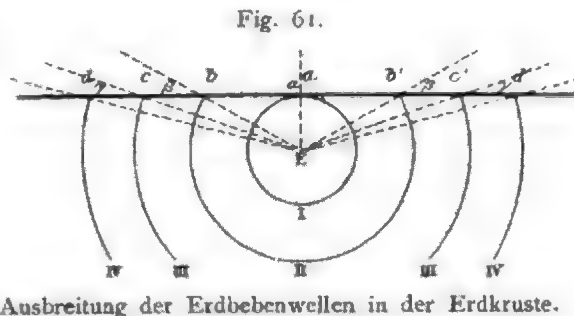
auf 50 000. Dazu kommen noch Millionen feiner und feinster Vibrationen; die ersten drei Monate kam die Erde überhaupt nicht zur Ruhe. Solche zusammenhängende Reihen von Erdbeben, die eine Gegend heimsuchen, bezeichnet man als Erdbebenschwärme und stellt ihnen die Einzelbeben gegenüber. Erdbebenschwärme sind oft beobachtet worden, wenn auch glücklicher Weise nicht alle die gleiche Dauer und Intensität hatten wie der Erdbebenschwarm von Phokis.

Als Begleiter der Erschütterungen treten scheinbar aus der Tiefe kommende Geräusche auf.*) Man hört bald ein Knallen und Knattern, bald ein Donnern oder auch einen Lärm, wie er beim Rollen eines großen Lastwagens entsteht, und zwar vor, nach oder auch gleichzeitig mit der Erschütterung. Dabei steht die Stärke des Geräusches keineswegs mit der Stärke der Beben in Beziehung. Es werden sogar, wenn auch ganz vereinzelt, Erdbebengeräusche ohne direkt wahrnehmbare Erdbeben beobachtet. Bekannt ist das durch Humboldt beschriebene «Gebrüll» (Bramidas), das 1784 über einen Monat in Guanaxuato anhielt und wie unterirdischer Donner mit kurzen Schlägen klang.

Succussorische und undulatorische Bewegungen. Die unmittelbare sinnliche Wahrnehmung lehrte in häufig von Beben betroffenen Gebieten schon früh zwei Arten von Bewegungen kennen: bald wurde das Beben als Stoß, als succussorische Bewegung des Bodens empfunden, bald als ein wellenförmiges Schaukeln und Schwanken, als undulatorische Bewegung. Beide Arten von Bewegungen stehen in einem ursächlichen Zusammenhang mit einander. Um diesen zu verstehen, müssen wir die Entstehung der Stöße und ihre Fortbewegung genauer betrachten.

Jedes Erdbeben wird durch einen Stoß verursacht, der in der Erdkruste in größerer oder geringerer Tiefe erfolgt und sich bis zur Erdoberfläche überträgt. Die Stelle des primären Stoßes wird das Erdbebencentrum oder besser, da es keineswegs immer ein Punkt, sondern sogar meist eine Linie oder eine Fläche ist, der Erdbebenherd genannt. Die Übertragung durch die umgebenden Gesteinsmassen geschieht nach den Gesetzen der Fortpflanzung des Stoßes in elastischen Medien. Vom Erdbebenherd aus läuft nach allen Richtungen eine longitudinale Welle, die unmittelbare Folge des primären Stoßes, aus; sie breitet sich dabei in einem homogenen Medium, wo ihr Fortschreiten überall mit gleicher Geschwindigkeit stattfindet, gradlinig und kugelförmig aus. Ihre Lage in verschiedenen Zeiten zeichnet die Fig. 61. *E* ist der Erdbebenherd. Die Fortpflanzungsrichtung, die mit der Schwingungsrichtung der

Fig. 61.



Ausbreitung der Erdbebenwellen in der Erdkruste.

*) Die Geräusche gehören selbstverständlich ganz der Atmosphäre an.

Teilchen zusammenfällt, entspricht dem Radius des Kreises. In der Stellung I erreicht die Welle gerade den nächsten, genau über dem Erdbebenherd *E* gelegene Punkt an der Oberfläche, das sogenannte Epicentrum. Später erst gelangt sie an die Punkte *b* und *b'* (Stellung II), noch später nach *c* und *c'* u. s. w. Dabei ändert sich der Winkel, unter dem der Stoß die Erdoberfläche trifft, der Emergenzwinkel. Nur im Epicentrum ist der Stoß vertikal von unten nach oben gerichtet. Je mehr sich die Welle vom Epicentrum entfernt, desto schräger trifft der Stoß die Erdoberfläche. Schließlich wird der Winkel so klein, dass die vertikale Komponente gleich null wird und nur noch eine horizontale Komponente bleibt.

So lange die Welle im Boden verläuft, tritt sie als Elasticitätswelle auf. Das ändert sich in dem Moment, wo sie die Erdoberfläche erreicht. Wie ein auf eine Reihe von Billardkugeln geführter Stoß alle Kugeln in Ruhe lässt und nur die äußerste, deren Bewegung nicht durch eine fernere Kugel gehemmt ist, abschleudert, so wirft der von unten heraufdringende Stoß beim Erreichen der allerobersten zu Tage liegenden Krustenschicht diese in die Richtung seines Fortschreitens in die Höhe. Die Erdoberfläche baucht sich über dem Erdbebencentrum nach oben aus, um gleich darauf unter ihre Ruhelage herabzusinken und rasch auszuschwingen. Die Bewegung überträgt sich auf die umliegenden Oberflächenteile und es resultiert ein System vom Epicentrum nach allen Richtungen horizontal fortschreitender Transversalwellen, vergleichbar den durch einen Schlag im Wasser erzeugten Wellen. Ein solches System transversaler Wellen entsteht nun aber nicht nur dort, wo die longitudinale Welle zuerst die Erdoberfläche erreicht, sondern ebenso an jedem andern Punkt, also etwas später bei *b* und *b'*, noch etwas später bei *c* und *c'*, kurz überall, wo der Stoß noch ein Ausweichen der Erdoberfläche nach oben bewirkt. Alle diese Wellen interferieren mit einander und das Resultat ist für einen Punkt eine außerordentlich komplizierte Bewegung, für das ganze betroffene Gebiet aber ein unregelmäßiges wellenförmiges Schwanken. Diese transversale Wellenbewegung, die also nur der unmittelbaren Oberfläche der Erde eigen ist, pflanzt sich oberflächlich bis in große Entfernung vom Epicentrum fort; es scheint, dass dabei durch Interferenz mehrfach stehende Wellen zustande kommen. Noch weiter geht im Erdboden drinnen die longitudinale Welle.*)

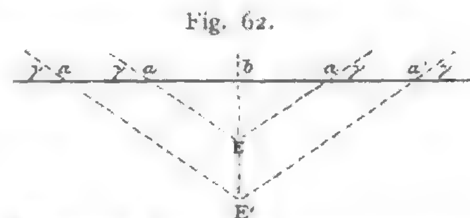
Aus dem Gesagten geht hervor, wie bei einem Erdbeben die succussorischen und die undulatorischen Bewegungen entstehen. Klar ist aber auch, dass zwischen beiden Arten von Bewegungen keine scharfe Scheidung durchgeführt werden kann, wie man das früher wollte. Dasselbe Beben kann in einer Gegend als succussorisches Beben, in einer

*) In dieser Darstellung ist der Einfachheit wegen ein homogenes Medium angenommen. Das entspricht der Wirklichkeit nicht ganz, da die Elasticität der Erdschichten mit wachsender Tiefe zunimmt; es treten daher Brechungserscheinungen auf und die Fortpflanzung der Wellen erfolgt, wie A. Schmidt ausgeführt hat, in nach oben konkav gekrümmten Bahnen. Qualitativ ändert das jedoch die obige Darstellung nicht.

andern als undulatorisches empfunden werden; ja, an derselben Stelle können undulatorische und succussorische Bewegungen gleichzeitig zur Beobachtung gelangen. Im allgemeinen zeigt sich allerdings, genau der Theorie entsprechend, dass die succussorische Bewegung auf die Umgebung des Epicentrums beschränkt ist; sie wiegt hier nicht selten über die undulatorische vor, während letztere in größerer Entfernung ganz allein beobachtet wird. Doch muss man sich, wie Wähner dargethan hat, hüten, jeden von unten nach oben erfolgenden Stoß als Ausläufer des primären Stoßes zu betrachten, da stehende Wellen gleichfalls den an der Erdoberfläche befindlichen Gegenständen vertikale Stöße zu erteilen vermögen.

Die Größe des Gebiets, wo das Beben als succussorisches empfunden wird, hängt von der Tiefe des Erdbebenherdes unter der Erdoberfläche ab. Bei sehr geringer Tiefe wird schon in kleiner Entfernung vom Epicentrum der Emergenzwinkel verschwindend klein, bei großer Tiefe dagegen bleibt er noch in erheblicher Entfernung merklich groß. Figur 62 ist geeignet, das zu zeigen. Sie stellt den Durchmesser des Gebietes dar, wo der Emergenzwinkel des Stoßes größer als γ ist und zwar ist a a der Durchmesser bei einer Lage des Erdbebenherds in E, a' a' bei einer solchen in E'. Naturgemäß ist, gleich große primäre Stöße vorausgesetzt, die succussorische Bewegung an der Erdoberfläche beim Beben von E' viel kleiner als beim Beben von E, weil mit zunehmender Entfernung vom Erdbebenherd die Amplitude der Welle abnimmt.

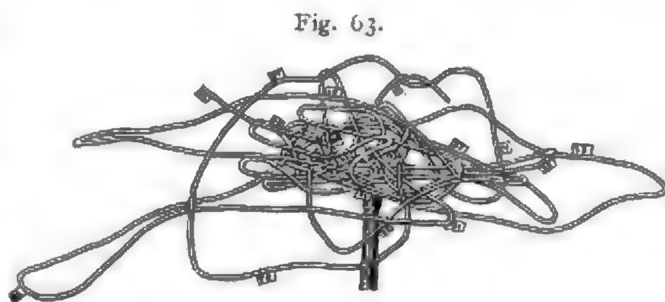
Fig. 62.



Einfluss der Tiefe des Centrums auf die Größe des Schüttergebiets.

Unter dem Einfluss der verschiedenen sich kreuzenden transversalen Wellen gestaltet sich die Bewegung eines Teilchens der Erdoberfläche sehr kompliziert, besonders wenn in ganz kurzer Zeit mehrere Stöße einander folgen. Mit Hilfe von äußerst feinen Instrumenten (Seismographen), die alle drei Komponenten der Bewegung selbstthätig aufzeichnen, ist es in Japan gelungen, diese Bewegung sehr genau zu verfolgen. Sekiya hat darnach drei Modelle angefertigt, in denen durch Kupferdraht die Bahn eines Teilchens während einer 72 Sekunden dauernden Erschütterung beim Beben vom 15. Januar 1887 vergrößert dargestellt ist. Figur 63 giebt eine Ansicht des zweiten Modells für die Zeit von der 21sten bis zur 40sten Sekunde nach Beginn des Bebens. Die unmittelbare,

Fig. 63.



Modell der Bahn eines Teilchens beim japanischen Beben vom 15. Januar 1887 (vergrößert.) (Nach Sekiya.)

sinnliche Wahrnehmung lässt natürlich solche Einzelheiten der Bewegungen nicht zum Bewusstsein kommen. Doch erkennt man die succussorischen und die undulatorischen Hauptbewegungen in der Regel an den Wirkungen, die sie hervorbringen. Für succussorische Bewegungen bieten besonders starke Erdbeben schöne Beispiele. Bei dem calabrischen Beben vom Jahre 1783 wurden durch die überaus heftigen succussorischen Stöße Häuser samt ihren Fundamenten wie durch Minen in die Höhe geschleudert und Pflastersteine flogen wie Geschosse durch die Luft. 1797 wurden in Riobamba Leichen aus ihren Gräbern geworfen, 1672 auf Jamaika Menschen vollkommen senkrecht in die Luft geschnellt. Auch für starke undulatorische Bewegungen liegen zahlreiche Beispiele vor. So neigten sich in Calabrien 1783 die Bäume so stark, dass die Aeste am Boden anschlugen; an langen Baumreihen ließ sich das Fortschreiten der Welle von weitem beobachten. 1811 schwankten in Missouri die Wälder wie Kornfelder im Sturm. Freilich, so gewaltige Erscheinungen sind glücklicher Weise nur selten; aber auch bei schwächern Beben schwanken nicht selten unter dem Einfluss der Wellenbewegung hochragende Gebäude sehr merklich hin und her.

Intensität und Ausbreitung der Beben. Die Zerstörungen, die ein Erdbeben anzurichten vermag, sind ungeheuer; ganze Städte sind dadurch vernichtet und weite Landstriche verwüstet und entvölkert worden. In Italien wurden in dem verhältnismäßig erdbebenarmen Jahr 1870 durch Erdbeben 2225 Häuser zerstört und dabei 223 Menschen verletzt und 98 getötet. In Südamerika kamen 1868 etwa 70 000 Menschen durch Erderschütterungen um. Das japanische Beben vom 28. Oktober 1891 von Mino-Owari kostete 7279 Menschen das Leben, 17393 wurden verwundet; 197530 allerdings sehr leicht gebaute Häuser wurden ganz zerstört, 78296 stark beschädigt. Der Schaden wurde auf 90 Millionen Mark geschätzt. Und alles das spielte sich in wenigen Sekunden ab!

Die Größe der Zerstörungen richtet sich naturgemäß nach der Stärke des Bebens. Gleichwohl stehen oft dem Anschein nach die Wirkungen in ihrer Größe kaum im Verhältnis zur Kleinheit der Bewegungen der Erdkruste. So versetzte das früher erwähnte japanische Beben vom 15. Januar 1887 (vgl. Fig. 63) die Bevölkerung in großen Schrecken und richtete auch Zerstörungen an, und doch betrug die größte seitliche Verschiebung, die vorkam, nur 7·2 *mm*, die größte vertikale nur 1·3 *mm*. So ist nicht selten ein sehr merkliches Schwanken der Kirchen, ein Fortschleudern von Schornsteinen um viele Meter durch geringe Bewegungen des Bodens verursacht. Die Erklärung dafür liegt auf der Hand: so weit sich die Erscheinungen auf Stöße von unten zurückführen, ist es wie beim Bogen, dessen Sehne, um wenige Centimeter aus ihrer Ruhelage bewegt, doch den Pfeil viele Meter hoch emporschleudert. Für die Größe des seitlichen Schwankens hochragender Gegenstände bei undulatorischen Bewegungen muss dagegen berücksichtigt werden, dass schon eine ganz

geringe Schiefstellung des Bodens eine erhebliche Abweichung z. B. der Spitze einer Kirche von ihrer Lage mit sich bringt.

Nicht immer ist es leicht zu entscheiden, ob die Zerstörungen sich auf Stöße oder auf eine transversale Wellenbewegung zurückführen. Früher schrieb man speciell die Risse in den Mauern der Gebäude, das Umwerfen von Türmen u. s. w. hauptsächlich Stößen zu; ja man hat, wie wir weiter unten sehen werden, sogar aus der Richtung der Risse auf die Richtung der Stöße geschlossen. Neue Beobachtungen haben die Berechtigung hierfür wenigstens für viele Beben in Frage gestellt. Ein Blick auf Figur 63 zeigt so verworrene Bewegungen, dass wir die Zerstörungen, wenigstens sehr oft, auch im Gebiet, wo das Beben vorwiegend als succussorisches empfunden wird, uns durch ein Hin- und Herrütteln des Bodens nach allen Richtungen der Windrose, sowie hinauf und hinunter entstanden denken müssen. Das scheint besonders für alle Beben zu gelten, deren Herd nicht punktförmig ist. In diesem Fall kreuzen sich die von jedem einzelnen Punkt des Erdbebenherdes ausgehenden longitudinalen Wellen in allen möglichen Weisen, desgleichen die an der Oberfläche entstehenden transversalen Wellen und die Bewegung der einzelnen Teilchen wird besonders verworren.

Die Gesamtheit der Zerstörungen an Gebäuden lässt sich in drei Gruppen teilen:

1. Abwerfen von nicht fest mit dem Erdboden verbundenen Gegenständen durch den Stoß nach Art der abgeschleuderten Billardkugel. Die Gegenstände fallen dabei in der Richtung des Stoßes. So werden z. B. nicht selten die Dächer der Häuser in die Höhe geworfen; sie fallen dann wieder zurück, doch verraten Risse unmittelbar unter dem Dach die Bewegung. Ein von Südosten kommender Stoß wirft die Nordwestecke eines Hauses ab u. s. w. Das findet sich besonders bei größerm Emergenzwinkel in der Nähe des Epicentrums.

2. Abwerfen bzw. Verschiebung von nicht fest mit dem Erdboden verbundenen Gegenständen dadurch, dass der Stoß ihnen die Unterlage fortzieht. Die Gegenstände stürzen in diesem Fall infolge ihrer Trägheit dem Stoß entgegen. Das ist besonders bei kleinem Emergenzwinkel der Fall.

3. Rütteln der Gegenstände durch kompliziertes wellenförmiges Schwanken des Bodens, wobei Risse aller Art in den Mauern aufklaffen und schließlich alles nicht absolut Feste zusammenstürzen kann. Diese Form der Zerstörung dürfte wohl die häufigste sein.

Wie an Gebäuden, so richten starke Beben auch in der freien Natur Verheerungen an. Im Gebirge wird alles, was nicht niet- und nagelfest ist, abgeschleudert. Große Gesteinmassen, die bereits durch Klüfte mehr oder weniger vom festen Fels abgetrennt sind, stürzen ab; Trümmer, die auf schräg geneigter Fläche ruhen, geraten in Bewegung. So kommt es zu gewaltigen Bergstürzen. Solche suchten z. B. den Thienschan beim Erd-

beben von Wernoje 1887 heim. Muschketow fand bei seinem Besuch die Gegend so verändert, dass er sie kaum wieder erkannte. Bergstürze und Schlammströme waren niedergegangen und die Schuttmassen hatten die Thäler stellenweise 40—60 *m* hoch aufgeschüttet und Seeen gebildet. Das furchtbare Beben, das 1348 den südöstlichen Teil der Alpen erschütterte, verursachte am Dobratsch in Kärnten einen Bergsturz, der das Gailthal zu einem See aufstaute und 2 Märkte und 17 Dörfer vernichtete.

Etwas anders ist die Wirkung im Schwemmland. Unter der Wucht des von unten geführten Schlages bilden sich in der obersten Bodenschicht Spalten, die nicht selten große Tiefe, Breite und Länge erreichen, übrigens auch auf zerklüftetem Felsboden auftreten können. Besonders wo ein Ausweichen des Bodens nach einer Seite möglich ist, treten sie auf, so am Ufer von Flüssen. Mächtige Spalten entstanden 1783 beim schon mehrfach erwähnten calabrischen Beben, desgleichen 1884 beim andalusischen und bei vielen anderen. Bei verschiedenen Beben wurden ganze Striche des Bodens durch Spalten abgetrennt und sanken in den Fluss oder ins Meer ab; das sind großartige Sackungen des Schwemmlandes, ein Ausweichen großer Massen nach der Seite geringsten Widerstandes. Daneben aber treffen wir, wo der Boden locker ist, veranlasst durch den Stoß und das Hin- und Herrütteln oft auch ein Ausweichen der kleinen Teile, ein Sichsacken an Ort und Stelle, etwa so wie infolge eines Stoßes eine in einem Gefäß befindliche Körnermasse zusammensinkt. Die Zwischenräume zwischen den einzelnen Gesteinsbrocken werden besser ausgefüllt und so das Volumen der Ablagerung vermindert. Waren die Zwischenräume vorher mit Wasser (Grundwasser) erfüllt, so wird dieses verdrängt und tritt an die Oberfläche, dabei die Spalten benutzend, die sich in der obersten Bodenschicht gebildet haben. Das herausgepresste Wasser schleppt dabei nicht selten Schlamm und Sand mit sich, aus dem es dort, wo es zu Tage tritt, kleine kegelförmige Haufen aufbaut — die sogenannten Sandkrater, wie sie J. Schmidt besonders schön beim achäischen Beben von 1861 beobachtet hat. Ja, beim isländischen Beben vom 25. Januar 1885 war der Druck, unter den das Grundwasser plötzlich geriet, so groß, dass Wasser, Schlamm und größere Steine mehrere Klafter hoch emporgeschleudert wurden (Thoroddsen).

F. A. Forel und Rossi haben die Wirkungen an der Erdoberfläche dazu benutzt, um eine Intensitätsskala für die Erdbeben aufzustellen, die heute unter dem Namen Rossi-Forel'sche Skala allgemein angenommen ist. Es werden 10 Grade unterschieden, nämlich:

Intensitätsgrad.	Beobachtungen.
No. 1.	Mikroseismische Bewegung. Konstatiert nur von vereinzelten geübten Beobachtern.
„ 2.	Stoß, beobachtet von einer kleinen Anzahl, im Zustande der Ruhe befindlicher Beobachter.

No. 3. Erschütterung, beobachtet von mehreren Personen in Ruhe, stark genug, dass Dauer oder Richtung geschätzt werden können.

„ 4. Erschütterung, beobachtet von Personen in Thätigkeit; Erschütterung beweglicher Objekte, der Fenster, Thüren, Krachen der Dielen.

„ 5. Erschütterung, allgemein von der ganzen Bevölkerung bemerkt; Erschütterung größerer Gegenstände, der Möbel, Betten; Anschlagen einzelner Hausglocken.

„ 6. Allgemeines Erwachen der Schlafenden, allgemeines Anschlagen der Hausglocken, Schwanken der Kronleuchter, Stillstehen von Uhren, sichtbares Schwanken der Bäume und Sträucher. Einzelne Personen verlassen erschreckt die Häuser.

„ 7. Umstürzen von beweglichen Gegenständen, Ablösen von Gypsstücken aus der Decke und von den Wänden, Anschlagen von Kirchenglocken, allgemeiner Schrecken, noch keine Beschädigung der Bauwerke.

„ 8. Herabstürzen von Kaminen, Risse in den Mauern von Gebäuden.

„ 9. Teilweise oder gänzliche Zerstörung einzelner Gebäude.

„ 10. Großes Unglück, Ruinen, Umsturz von Erdschichten, Entstehen von Spalten in der Erdrinde, Bergstürze.

Dass diese Intensitätsskala keine absolute ist, liegt auf der Hand. In häufig erschütterten Gebieten wird man leicht die Stärke etwas unterschätzen; vor allem aber wird die festere oder minder feste Bauart der Häuser bei der Bestimmung der höchsten Grade ins Gewicht fallen.

Für verschiedene Beben hat man auf Grund dieser Intensitätsskala Linien gleicher Intensität — sogenannte Isoseisten — gezogen. Sie sind vorzüglich geeignet uns die Größe des erschütterten Gebietes darzustellen. Solche Linien hat z. B. Kotô für das japanische Beben vom 28. Oktober 1891 entworfen, solche auch Dutton für das Erdbeben von Charleston im Jahre 1886. Letztere sind in Fig. 64 wiedergegeben. Das mit einer Intensität vom Grade 2 und darüber erschütterte Gebiet war hier 2,3 Millionen *qkm* groß, also $4\frac{1}{3}$ mal so groß, wie das Deutsche Reich.

Am größten ist naturgemäß die Intensität im Epicentrum; von hier aus nimmt sie mit wachsender Entfernung immer mehr ab, jedoch nicht gleichmäßig. Sehr deutlich macht sich vor allem der Einfluss der Bodenbeschaffenheit geltend; selbst auf ganz kurze Entfernungen ergeben sich große Differenzen. Auf Felsboden treten die Wirkungen schwerer Beben niemals so verheerend auf, wie auf lockerm Schwemmland, weil das letztere wie Sand, den man auf eine schwingende Trommel gelegt hat, besonders heftig durcheinander gerüttelt wird und dabei in sich selbst vielfache Verschiebungen erleidet. Anders bei schwachen Beben; hier wirkt Alluvialboden förmlich wie eine Isolierschicht, da die Erdbebenwellen in ihm sehr rasch gedämpft und absorbiert werden. Hierauf beruht wenigstens zum Teil die Erdbebenarmut des norddeutschen Tief-

landes. In dieser Weise führt es sich meist auf die Bodenverhältnisse zurück, dass nicht selten mitten in einem stark erschütterten Gebiet ein inselförmiges Stück Land mit viel geringerer Intensität — als sogenannte Erdbebeninsel oder Erdbebenbrücke — auftritt. Fig. 64 zeigt solche Erdbebeninseln und in den nördlichen Alleghanies eine vorzügliche Erdbebenhalbinsel.

Fig. 64.



Isoseisten des Bebens von Charleston im Jahre 1886.
(Nach Dutton.)

Ein bestimmtes Verhältnis zwischen der Ausdehnung des Schüttergebietes und der Intensität des Bebens besteht nicht. Es giebt sowohl ganz lokale, aber entsetzlich starke, als auch ganz schwache und sehr weit ausgebreitete Beben. Wohl aber besteht eine Beziehung zur Tiefe des Herdes unter der Erdoberfläche, die aus Fig. 62 ohne weiteres erkannt werden kann. Erdbeben von sehr heftiger Wirkung an der Oberfläche, aber von sehr kleinem Verbreitungsgebiet haben ihr Centrum in geringer Tiefe, Erdbeben von schwacher Wirkung, aber großer Ausbreitung dagegen in bedeutender Tiefe.

Eine oft beobachtete Thatsache ist, dass die Intensität der Erdbeben unter der Erdoberfläche, z. B. in Bergwerken, merklich geringer ist, als an der Oberfläche selbst. Die Ursache hierfür dürfte wohl z. T. im Fortfallen der transversalen Bewegungen in der Tiefe zu suchen sein.

Gegen den Rand des Schüttergebietes klingen die Bewegungen aus. Aber selbst in Gegenden, wo direkt keine Erschütterungen mehr wahrgenommen werden können, verzeichnen feine Instrumente solche noch. Ja mit Hilfe eines ganz außerordentlich empfindlichen Instrumentes, des Horizontalpendels, gelang es v. Rebeur-Paschwitz nachzuweisen, dass sogar Erdbeben im fernsten Osten der alten Welt sich bis Mitteleuropa bemerkbar machen, so das große Beben von Wernoje vom 11. Juli 1889 auf eine Entfernung von 4800 *km*, das Beben vom 18. April 1889 zu Tokio auf 9000 *km*, ebenso das japanische Beben vom 22. März 1894 u. s. w. Ja, wahrscheinlich darf eine Aufzeichnung in Straßburg am 19. April 1892 auf das starke Erdbeben zurückgeführt werden, das am gleichen Tage San Francisco heimsuchte (9200 *km*). Wenn nicht etwa die Fortpflanzung der Erschütterungen in der Richtung nach Mitteleuropa zu gegenüber der nach anderen Richtungen durch irgend welche Verhältnisse begünstigt ist, so müssen wir daher bei Berücksichtigung der feinsten Fernwirkungen auf ein Schüttergebiet jener Beben gleich der Hälfte der Erdoberfläche schließen. Andeutungen liegen sogar dafür vor, dass sehr starke Beben die ganze Erdoberfläche in Mitleidenschaft ziehen können.*) Zur Entscheidung dieser Frage fehlt jedoch leider noch Material, da das Horizontalpendel heute noch nicht außerhalb Europas beobachtet wird.

Nur in der unmittelbaren Umgebung des Epicentrums wird die Erschütterung genau gleichzeitig gespürt. Je weiter man sich vom Epicentrum entfernt, desto mehr verspätet sie sich. Die Geschwindigkeit, mit der sie fortschreitet, wechselt je nach dem Medium, in dem sich die Bewegung vollzieht. Je dichter ein Gestein, je freier von Hohlräumen, desto rascher die Fortbewegung. Sand leitet am schlechtesten, weit besser schon Sandstein und am besten kompakte Gesteine wie Granit. Da die lockeren Gesteine auf die unmittelbare Nähe der Erdoberfläche beschränkt sind, so leiten tiefere Schichten überhaupt weit besser als höhere. Häufiger Gesteinswechsel verzögert die Fortbewegung und schwächt durch Absorption und Reflexion die Welle. Die Lagerung der Gesteine wirkt in der Weise, dass die Bewegung im Streichen merklich rascher erfolgt als senkrecht dazu. Auch die Stärke der Stöße ist maßgebend; starke Stöße pflanzen sich rascher fort als schwache; dann nimmt auch die Geschwindigkeit mit wachsender Entfernung vom Epicentrum ab. Alles das gilt jedoch nur von der Fortbewegung der Erschütterungen

*) Das dürfte für das große argentinische Beben vom 27. October 1895 nach Gerland (Verhandl. Berlin. Ges. f. Erdkunde 1896 S. 269) feststehen. Das Beben wurde in Rom und Charkow (13500 *km*) und desgleichen in Tokio (17400 *km*) beobachtet; Tokio liegt fast genau antipod zu Argentinien.

im eigentlichen Schüttergebiet. Die hier bei Erdbeben beobachteten mittleren Geschwindigkeiten liegen zwischen 300 und 1000 *m* in der Sekunde.*) Sehr viel größer ist dagegen die Geschwindigkeit der mikroseismischen Wellen, die als Ausläufer starker Beben in sehr bedeutender Entfernung mit Hilfe des Horizontalpendels beobachtet werden. Nach v. Rebeur-Paschwitz schwankt sie zwischen 2 und 10 *km*. Bei diesen Wellen nimmt die Geschwindigkeit mit der Entfernung sehr merklich zu. So pflanzte sich das japanische Beben vom 22. März 1894, dessen Epicentrum sich in der Nähe der Insel Jesso befand, bis Tokio mit einer mittlern Geschwindigkeit von 2770 *m* fort, bis Nikolaew (Südrussland) mit einer solchen von 10 020 und bis Rom mit einer solchen von 10 390 *m*. v. Rebeur-Paschwitz erklärt das dadurch, dass die Wellen, die sehr entfernte Orte treffen, den größten Teil ihres Weges in großer Tiefe zurücklegen, wo die Elasticität der Gesteine infolge des auf ihnen lastenden Druckes bedeutender ist als an der Erdoberfläche.**)

Erdbebenherd. Der Erdbebenherd, wo der primäre Stoß erfolgt, lässt sich nie direkt beobachten. Man muss sich daran genügen lassen, auf seine Lage aus den Erscheinungen an der Erdoberfläche zu schließen. Als Regel gilt hierbei, dass das pleistoseiste Gebiet, d. h. das Gebiet stärkster Erschütterung vertikal über dem Erdbebenherd liegt und in seinen Umrissen der Form des Erdbebenherdes ähnlich ist. Darnach war der Herd des Bebens von Charleston jedenfalls sehr beschränkt, also ungefähr punktförmig. Beim japanischen Beben vom 28. Oktober 1891 war dagegen das pleistoseiste Gebiet stark elliptisch, und der Erdbebenherd daher entweder eine Linie oder eine Fläche von länglicher Gestalt. Wie aus den Isoseisten so vermag man auch aus den Angaben über den Moment, wo der Stoß gespürt wurde, auf die Lage und Form des Erdbebenherdes zu schließen.***) Bei einem punktförmigen Erdbebenherd (vgl. Fig. 61) tritt das Beben zuerst im Epicentrum auf, an allen andern Punkten der Oberfläche dagegen erst später. Bei linearer Erstreckung des Herdes zeigt sich der Stoß innerhalb einer länglichen Zone gleichzeitig. Nicht selten ist sogar für ein großes Gebiet Gleichzeitigkeit verbürgt, so z. B. beim Erdbeben von Agram vom 9. November 1880, und für das Schweizer Beben vom 4. Juli 1880. Das weist auf einen flächenhaften Erdbebenherd hin. Je nach der Gestalt des Erdbebenherdes unterscheidet man demnach centrale, lineare und flächenhafte Beben.

*) Nur das Beben von Charleston ergab die ungeheure Geschwindigkeit von 5 *km*.

**) Bei der Erklärung von manchen Differenzen in der Fortpflanzungsgeschwindigkeit ist wohl auch zu berücksichtigen, dass longitudinale Wellen sich viel rascher fortbewegen als transversale (Cancani). Nach Gerland (1896) pflanzt sich die erste longitudinale Welle durch die Erde hindurch nach einem um 90° abstehenden Ort mit einer Geschwindigkeit von 10 *km* in der Sekunde fort. Später trifft eine überaus lange (40—50 *km*) flache transversale Welle ein, die mit einer Geschwindigkeit von nur 2·8 *km* über die Erdoberfläche hinzieht, wie die Dünung über den Ocean.

***) Linien, die Orte gleichzeitiger Erschütterung verbinden, heißen Homoseisten.

Außerst wichtig wäre es zu wissen, in welcher Tiefe unter der Erdoberfläche sich der Herd eines Erdbebens findet. Leider aber giebt es keine Methode, die hierfür irgend zuverlässige Resultate liefern würde. R. Mallet wollte aus der Richtung der Risse an Gebäuden auf die Richtung des Stoßes schließen; letztere sollte immer senkrecht auf den Rissen stehen. Die Richtungen, die man in verschiedenen Gegenden für den Stoß erhält, sollten dann die Lage des Erdbebenherdes erkennen lassen. Leider aber hat sich jene Beziehung zwischen den Rissen und der Richtung des Stoßes nicht bestätigt. C. v. Seebach glaubte aus der Zeit des Eintreffens der Erschütterung an verschiedenen Punkten des Schüttergebietes die Tiefe des Herdes berechnen zu können. Da man jedoch dazu eine konstante Geschwindigkeit annehmen muss, während thatsächlich, wie wir eben sahen, die Geschwindigkeit ganz außerordentlich wechselt, so lässt uns auch seine Methode im Stich. Auch eine dritte, jüngst von Dutton eingeschlagene Methode, die sich auf die Intensität der Erschütterung in verschiedenen Teilen des Schüttergebietes stützt, ist nicht einwandfrei. Dutton geht davon aus, dass theoretisch die Intensität vom Epicentrum weg zunächst sehr langsam, dann immer rascher und später wieder langsamer abnehmen muss. Eine einfache mathematische Überlegung zeigt nun, dass die Tiefe des Erdbebenherdes $= a\sqrt{3}$ sein muss, wenn a die Entfernung der Kreiszone, wo die Intensität nach außen hin am schnellsten abnimmt, vom Epicentrum ist. Die Methode wäre exakt, wenn man den Wert a zuverlässig finden könnte. Das ist aber leider nicht der Fall. Wenn nun auch die einzelnen nach diesen Methoden bestimmten Tiefen der Wirklichkeit nicht genau entsprechen, dürfte doch ein Ergebnis feststehen: die Tiefe des Herdes aller Beben ist im Vergleich zum Erdradius verschwindend.*) Der Erdbebenherd ist also jedenfalls immer in der Erdkruste selbst und nie in den flüssigen oder gasförmigen Massen der größeren Tiefen zu suchen.

Ursachen der Erdbeben. Wir haben bisher als Ursache jedes Bebens einen Stoß hingestellt, der in größerer Tiefe in der Erdkruste erfolgt, und müssen nunmehr untersuchen, was für Vorgänge einen solchen Stoß hervorbringen können. Je nach der Art dieser Vorgänge unterscheidet man vulkanische Beben, Einsturzbeben und Dislokationsbeben.

Das häufige Auftreten von Erdbeben in vulkanischen Gegenden hat schon früh zur Annahme eines Zusammenhanges zwischen Vulkanen und Erdbeben geführt; ja, es gab eine Zeit, da wollte man alle Erdbeben auf vulkanische Thätigkeit zurückführen. Das geht heute nicht mehr an; dass jedoch gleichwohl ein Teil der Beben vulkanischen Ursprungs ist, lässt sich nicht leugnen. Man trifft sie in allen vulkanischen Gegenden; doch darf man keineswegs jedes Beben hier als vulkanisch ansprechen.

*) Die für die einzelnen Beben gefundenen Zahlen schwanken zwischen 38 800 *m* (Rheinisches Beben 1846) und 100 *m* (Rauhe Alp 1890). Einzig für das Beben von Bengalen von 1880 wurde eine größere Tiefe (72 000 *m*) gefunden.

Das glühendflüssige Magma, wie es unter Vulkanen schon in verhältnismäßig geringer Tiefe vorhanden ist und als Lava ausgeworfen wird, ist in diesem Fall die Ursache des Bebens. Ein plötzliches Entweichen der Gase, ein Hinzutreten von in den Boden eingesickertem Wasser, das bei der Berührung mit dem glühenden Magma sich sofort in Dampf verwandelt, lässt es zu unterirdischen Explosionen kommen, die als Stöße das umgebende Gestein treffen. Als Centrum eines solchen Bebens erscheint in der Regel der Krater des Vulkans, von wo aus die Stöße in radialer Richtung erfolgen. Solche vulkanische Beben ereignen sich häufig unmittelbar vor einer Eruption; sie werden meist schwächer oder hören wohl auch gänzlich auf, sobald die den Krater verstopfenden Massen herausgeschleudert sind und der Austritt der Lava beginnt. Deswegen hat A. von Humboldt die Vulkane als Sicherheitsventile der Erde bezeichnet. Auch Magmamassen, die die Erdoberfläche nicht erreichen, sondern als Lakkolithe inmitten der Schichten stecken bleiben, können Beben veranlassen; R. Hoernes hat diese Beben kryptovulkanische Beben genannt. So furchtbar vulkanische Beben auch sein können, so sind sie doch von verhältnismäßig geringer Ausbreitung.

Eine zweite Gruppe von Beben führt sich auf Einsturz zurück — die Einsturzbeben. Wenn durch Auflösung von Gyps, Steinsalz oder Kalk Hohlräume in der Erdkruste entstanden sind, so kann es leicht zu Einstürzen kommen, die als Beben an der Erdoberfläche empfunden werden. Wie die vulkanischen Beben sind die Einsturzbeben centrale Beben. Da sich Hohlräume nur in geringer Tiefe finden, so haben die Einsturzbeben immer eine sehr geringe Ausdehnung, dafür aber oft große Intensität; auch darin entsprechen sie den vulkanischen Beben.

Unvergleichlich häufiger als die vulkanischen und die Einsturzbeben sind die Dislokationsbeben oder tektonischen Beben. Sie sind Symptome von heute noch in Bildung begriffenen Dislokationen. Zur richtigen Erkenntnis ihrer Natur wurde man durch die Verfolgung der Schüttergebiete geführt. E. Suess stellte zuerst fest, dass die Erdbeben in sehr vielen Fällen an große Bruchlinien der Erdkruste anknüpfen. So fällt schroff und unvermittelt entlang eines gewaltigen Bruches der Ostrand der Alpen zwischen Wien und Gloggnitz gegen die Ebene des Wiener Beckens ab. Sehr viele Erdbeben haben sich an dieser Bruchlinie im Laufe der Zeit ereignet, so dass man unwillkürlich den Eindruck erhält, dass die Bewegung an jenem Bruch noch nicht abgeschlossen ist, sondern ruckweise noch weiter erfolgt. Bei Wiener-Neustadt wird diese sogenannte Thermenlinie von einer zweiten Stoßlinie, der Kamplinie, gequert, die nach Nordwesten bis hinein in die böhmische Masse sich verfolgen lässt und gleichfalls einem geologischen Bruch und zwar einem Querbruch entspricht. Sie wird noch häufig von schweren Beben heimgesucht, deren Hauptschüttergebiet durch seine große Längserstreckung bei sehr kleiner Breite direkt auf die Bruchlinie als

Erdbebenherd hinweist. Ein entsprechender Zusammenhang mit dem geologischen Bau ist heute für die große Mehrzahl der näher untersuchten Beben nachgewiesen. Je nachdem die Brüche, an die sich die Beben knüpfen, Querbrüche oder Längsbrüche sind, unterscheidet man Querbeben und Längsbeben. Querbeben sind die Beben an der Kamplinie. Der verheerende Erdbebenschwarm, der 1870 Phokis heimsuchte, entspricht gleichfalls einem großen Querbruch; das gilt auch vom Beben von Belluno (1873) und von dem andalusischen Beben (1884). Längsbeben sind etwas seltener beobachtet worden. Als Längsbeben wird das furchtbare Beben von Wernoje vom Jahre 1887 gedeutet, ebenso die mehrfachen Beben am Südostfuß des Schweizer Jura, Beben in den Anden u. s. f.

Fig. [illegible]



Verwerfung, entstanden beim japanischen Beben vom 28. October 1891.
Nach [illegible]

Auf das deutlichste verraten sich die engen Beziehungen zwischen den Erdbeben und dem geologischen Bau auch in der Verbreitung der Beben. Große, ebene Landstriche, deren Oberfläche von nicht dislocierten mächtigen jungen Ablagerungen gebildet wird, sind meist erdbebenarm,[1] desgleichen alte Rumpfgebirge, so Nordfrankreich, Norddeutschland, Großbritannien, Skandinavien, das ebene Russland und Sibirien, Brasilien und der mittlere und südliche Teil von Afrika. Dagegen werden die jungen Faltengebirge, sowie die an ihrem Fuß liegenden Ebenen, dann auch

[1]) [illegible]

die Mittelmeere stark von Beben heimgesucht. Erdbebenreich sind darnach sämtliche Länder, die sich um das Mittelmeer gruppieren, dann auch die Alpen, der Kaukasus, Armenien, Persien, der Himalaya, die Sundawelt, Japan, die Anden u. s. w. Alle Gebiete werden jedoch von Centralamerika übertroffen.

In der allergrößten Zahl der Fälle können wir die das Erdbeben erzeugende Dislokation nicht beobachten; sie bleibt in der Tiefe verborgen. Nur bei ganz wenigen Erdbeben ist es gelungen, Veränderungen in der Lage der Schichten zu beobachten, die sicher nicht eine Folge, sondern nur die Ursache der Beben sein können. So entstand beim Beben, das am 28. Oktober 1891 die Provinzen Mino und Owari in Japan heimsuchte, eine Verwerfung, die der japanische Geologe Kotô an der Erdoberfläche auf 64 *km* hin verfolgen konnte und die wahrscheinlich im Ganzen 112 *km* lang ist; sie zieht nach NW, ist also ein Querbruch. Der nordöstliche Flügel ist um 1—4 *m* in horizontaler Richtung gegen Nordwesten verschoben und um einen wechselnden, im Maximum 6 *m* erreichenden Betrag gesenkt worden; nur bei Midori ist er gehoben. Fig. 65 stellt die Verwerfung dar, wie sie ein Thal quert. Der Vordergrund ist mitsamt dem Wege eingesunken, der Hintergrund stehen geblieben, bezw. gehoben, so dass der hintere Teil des Thalbodens eine Terrasse bildet, deren Höhe (6 *m*) gleich der Sprunghöhe der Verwerfung ist. Gleichzeitig wurde der eine Flügel der Verwerfung (der Hintergrund im Bild) um 4 *m* nach Norden (im Bild nach links) verschoben. Diese Horizontalverschiebung zeigt besonders deutlich Fig. 66. Die Verwerfung geht zwischen den beiden Bäumen hindurch. Beim kalifornischen Beben von 1872, einem typischen Längsbeben, bei dem entlang einer 450 *km* langen Zone am Westabfall der Sierra Nevada die Erschütterung fast genau gleichzeitig gespürt wurde, entstand ebenfalls eine 60 *km* lange Verwerfung, deren Ostflügel während des Bebens teilweise um 2 bis 6 *m* gesenkt und um mehrere Meter nordwärts verschoben wurde. Die Bildung einer Dislokation von 20 *km* Länge wurde auch gelegentlich des Bebens von Beludschistan am 20. Dezember 1892 beobachtet; sie läuft parallel dem das Kodschak-Gebirge begrenzenden Bruch. Besonders deutlich zeigte sich die nicht sehr bedeutende Verschiebung in vertikaler und horizontaler Richtung dort, wo sie einen Schienenweg quert. In allen diesen Fällen ist nur die relative Bewegung festgestellt; ob der eine Flügel gesenkt, der andere in Ruhe gelassen, oder aber der erste Flügel in Ruhe gelassen und der zweite gehoben, wurde, lässt sich nicht entscheiden. Anders ist es, wo eine Dislokation das Gestade des Meeres erreicht. Hier lässt sich die absolute Bewegung erkennen. Am

Fig. 66.



Horizontalverschiebung, entstanden beim japanischen Beben vom 28. Oct. 1891 (nach Kotô).

Die ursprüngliche Stellung des Baumes *B* ist punctiert, die nach dem Beben ausgezeichnet.

23. Januar 1855 wurde während eines Bebens auf der Nordinsel Neuseelands ein Bruch von 145 *km* Länge gebildet. Der Nordflügel hob sich dabei um 2.7 *m* und zwar absolut; denn der Bruch quert die Cookstraße, an der durch die Hebung ein Stück Strandfläche trocken gelegt wurde. Mit zunehmender Entfernung vom Bruch nimmt der Betrag der Hebung ab, bis sie in 30 *km* Entferung ganz verschwindet. Wir haben also eine einseitige Hebung d. i. eine Schiefstellung einer 30 *km* breiten und 145 *km* langen Scholle vor uns. Beim lokrischen Beben vom 27. April 1894 entstand außer vielen Erdspalten von einigen Kilometern Länge auch ein 55 *km* langer Riss, der unabhängig von den Formen des Geländes und der geologischen Beschaffenheit des Bodens verläuft und dadurch seine tektonische Natur verrät. Sein Nordflügel sank um einen im Maximum 1.5 *m* erreichenden Betrag und geriet auf einer längern Strecke unter den Meeresspiegel, so dass hier eine absolute Senkung vorliegt.

Nicht immer ist es leicht zu entscheiden, welcher Art ein Beben ist. Im allgemeinen muss wohl gelten, dass die linearen und flächenhaften Beben Dislokationsbeben sind, während Einsturzbeben und vulkanische Beben als centrale Beben aufzutreten pflegen; doch giebt es auch centrale Dislokationsbeben, wie z. B. das von Charleston. Verschleiert wird die Natur eines Bebens dazwischen auch dadurch, dass ein Beben ein anderes auslöst. So kann ein Dislokationsbeben an einer geeigneten Stelle ein Einsturzbeben veranlassen, wie das gelegentlich des großen schweizerischen Längsbebens vom 13. April 1885 der Fall war (A. Forster). Nirgends war die Intensität erheblich; nur bei Zweisimmen im Berner Oberland, in einer gypsreichen Gegend, trat es mit beispielloser Heftigkeit auf, obwohl Zweisimmen weitab vom Epicentrum des Dislokationsbebens lag. Offenbar war hier durch die Erschütterung ein sekundärer Einsturz veranlasst worden. Solche Beben hat man Relaisbeben genannt. Mehr zu empfehlen ist der Ausdruck Simultanbeben, weil er unentschieden lässt, ob ein ursächlicher oder nur ein zufälliger Zusammenhang zwischen den gleichzeitigen Beben bestand.

Seebeben. Den Erdbeben werden nicht selten die Seebeben gegenüber gestellt, doch mit Unrecht; denn thatsächlich sind Seebeben nichts anderes als Erdbeben, die am Boden des Meeres auftreten und sich durch das Wasser hindurch bis zur Meeresoberfläche bemerkbar machen. Hier äußern sie sich bald als succussorische, bald als undulatorische Beben. Zur Beobachtung kommen sie freilich nur dann, wenn zufällig ein Schiff das Schüttergebiet kreuzt. Der Eindruck ist, als wenn das Schiff auf einen Riff aufgefahren wäre. Die Intensität kann sich so weit steigern, dass das Schiff entmastet wird. Meist begleitet ein donnerartiges, unterseeisches Geräusch das Phänomen. E. Rudolph hat gezeigt, dass unter den Seebeben neben den allerdings überwiegenden centralen Beben auch lineare beobachtet werden. Unter den centralen Seebeben spielen die vulkanischen eine große Rolle; sie sind größtenteils die Äusserung unter-

seeischer vulkanischer Eruptionen. Dass das jedoch gewiss nicht für alle Seebeben gilt, geht schon daraus hervor, dass manche Erdbeben, die auf dem Meer als regelrechte Seebeben gespürt werden, sich auf dem Lande als reguläre Erdbeben äußern, so z. B. in Japan. Der Meeresspiegel bleibt während eines Seebebens meist in Ruhe; nur zuweilen, bei unterseeischen vulkanischen Eruptionen, kommt es zu heftigen Wellenbewegungen, zu einem Kochen des Meeres und ähnlichem. Auf große unterseeische Eruptionen führt sich die Bildung enormer Flutwellen zurück, die mit unglaublicher Gewalt auf die nächst benachbarten Gestade stürzen und diese verheeren, wie beim Beben von Lissabon 1755, beim Beben von Arica 1873, dem von Iquique in Peru 1877 und dem Ausbruch des Krakatau 1883. Diese Erdbebenfluten pflanzen sich nicht selten auf ungeheure Entfernungen über den Ocean hin fort. Dabei hängt die Geschwindigkeit ihres Fortschreitens von der Tiefe des Meeres ab und zwar in dem Grade, dass es gelungen ist, aus der Geschwindigkeit die mittlere Meerestiefe zu berechnen. (Vgl. erste Abteilung S. 305.)

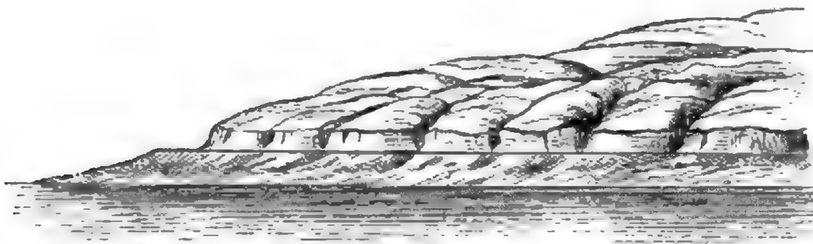
Strandverschiebungen.

Überaus schwer ist es im Innern des Landes langsame Krustenbewegungen zu erkennen; es fehlt an Fixpunkten, an denen man die in kurzer Zeit immer nur einen geringen Betrag erreichenden Veränderungen feststellen könnte. Besser liegen die Verhältnisse dazu an der Küste des Meeres. Jede Krustenbewegung, die eine vertikale Komponente besitzt, muss sich hier in einer Verschiebung der gegenseitigen Höhenlage von Land und Meer äußern — in einer Strandverschiebung. Freilich bleibt auch hier unbestimmt, welcher Teil sich bewegt, ob das Land oder das Meer; eine Senkung des Meeresspiegels wird sich genau ebenso äußern wie eine Hebung des Landes, andererseits eine Hebung des Meeresspiegels wie eine Senkung des Landes. Wir dürften daher eigentlich zunächst nur von einer relativen Hebung und einer relativen Senkung des Landes oder der Küste sprechen. Daher hat E. Suess andere, mehr neutrale Ausdrücke vorgeschlagen; er spricht von positiver Strandverschiebung gleichbedeutend mit einer Hebung des Meeresspiegels oder Senkung des Landes, sowie von negativer Strandverschiebung gleichbedeutend mit einer Senkung des Meeresspiegels oder Hebung des Landes. Diese Ausdrücke sind in der That vielfach im Gebrauch; allein sie sind schleppend und entbehren vollkommen der Anschaulichkeit. Immerhin waren sie berechtigt, so lange man an eine große Beweglichkeit des Meeresspiegels denken durfte. Da wir jedoch sehen werden, dass es sich im wesentlichen wirklich um absolute Hebungen und Senkungen des Landes handelt, wollen wir an den alten Ausdrücken Hebung und Senkung in dem Sinn eines Emportauchens bezw. Untertauchens der Küste festhalten.

Anzeichen der Strandverschiebung. Zahlreich sind die Fehlerquellen, die bei der Feststellung der Strandverschiebungen in Betracht kommen. Zunächst ändert sich der Wasserstand des Meeres fortwährend durch die Gezeitenbewegung und den Seegang. Dann vollziehen sich an der Küste eine Reihe von Vorgängen, die Landgewinn oder Landverlust verursachen, ohne dass sich die gegenseitige Höhenlage von Meeresspiegel und Land ändert. Das gilt vor allem von Schwemmlandküsten. Hier wird durch die Brandung Land fortgerissen, dort angeschwemmt, an einer dritten Stelle zeigen sich örtliche Senkungen oder Rutschungen des Bodens infolge von Belastung oder Durchfeuchtung, ein Vorgang, durch den Landflächen unter Wasser geraten, der aber gleichwohl nichts mit echten Senkungen zu thun hat. An Felsküsten kommt das alles viel weniger oder gar nicht in Betracht. An ihnen lassen sich daher Strandverschiebungen sicherer nachweisen.

Die Anzeichen für eine erfolgte Hebung sind viel leichter zu erkennen als die für eine erfolgte Senkung; in dem einen Fall sind Teile der Erdkruste, die die Spuren der früheren Meeresbedeckung tragen, über Wasser gehoben und dadurch der Beobachtung zugänglich geworden, im andern Fall Teile des Landes durch Untertauchen unseren Augen entzogen. Als Kennzeichen der Hebung dienen vor allem Spuren eines alten, heute außerhalb des Bereichs der Wogen befindlichen Strandes — sogenannte Strandlinien. Es sind das Terrassen von wechselnder Breite, deren Oberfläche in der Höhe des alten Wasserstandes das Ufer begleitet (Fig. 67).

Fig. 67.



Strandlinie zwischen Vaag und Skaarliodden an der norwegischen Küste (69° 30' nördl. Breite).
(Nach R. Lehmann.)

Sie bestehen entweder aus Fels oder aus losem Schutt, aus Sand und Geröll. Die Felsterrassen sind von der Brandung in den Fels eingenagt; die Schuttterrassen dagegen sind Schuttanhäufungen, die als Deltas, dann aber auch nach Art der angeschwemmten Wysse*) im stehenden Wasser abgesetzt wurden. An Stellen sehr starker Brandung werden diese Terrassen durch Strandwälle vertreten. Ein ganz besonders zuverlässiges Merkmal einer stattgefundenen Hebung bildet ferner das Vorkommen von Bänken und Haufen mariner Muschelschalen. Doch ist hier

*) Siehe unten den Abschnitt über die Wirkungen der Brandung.

erst festzustellen, ob nicht eine Verschleppung durch den Menschen vorliegt; künstlich sind z. B. die bekannten Muschelhaufen in Jütland, die nach ihrem Ursprung den Namen Kjökkenmöddinger, d. i. Küchenabfälle erhalten haben. Selbstverständlich leisten dasselbe auch alle Überreste von andern Meertieren, die sich außerhalb des Bereichs der heutigen höchsten Flut finden, wie über Wasser gehobene Korallenbänke.

Anzeichen für eine erfolgte Senkung, die gleich zuverlässig wären, wie die geschilderten Zeichen für Hebung, giebt es leider nicht. Im allgemeinen gelten unter den Meeresspiegel geratene Torflager oder Wälder, versunkene Ortschaften etc. als Beweis. Doch ist in jedem Fall erst zu zeigen, dass keine örtlichen Sackungen oder Rutschungen des Bodens stattgefunden haben. Auch Formen nach Art der Thäler am Meeresgrunde in der Nähe der Küste dürfen als Beweise einer Senkung angesprochen werden, da Thäler sich nur über Wasser bilden. Endlich werden Koralleninseln, die sehr steil in beträchtliche Tiefen abstürzen und dadurch eine große Mächtigkeit der Korallenbauten verraten, als Beweis einer allmählichen Senkung betrachtet, da die riffbauenden Korallen nur in der obersten 20 Faden mächtigen Wasserschicht zu leben vermögen.

Hebung Skandinaviens. Das klassische Land der Strandterrassen ist Skandinavien. Schon 1702 konstatierte Hjärne, dass die Küstenlinie Schwedens sich im Sinn eines Landgewinnes vertikal verschob. Später (1743) stellten Linné und Celsius ausgedehnte Beobachtungen in gleichem Sinn an. Alle Anzeichen der Hebung finden sich in der That in ganz Skandinavien in prachtvoller Deutlichkeit Fels- und Schuttterrassen, Strandwälle und Muschelbänke. Dabei treten die Strandlinien um so schärfer hervor, je mehr man nach Norden schreitet. Eine Terrasse lässt sich oft in wechselnder Breite auf viele Kilometer hin ohne Unterbrechung erkennen. An vielen Orten werden mehrere Strandlinien über einander beobachtet; bei Kverve ($62\frac{1}{2}°$ N) fand R. Lehmann deren 5, die oberste in einer Breite von 66 *m* entwickelt in 30 *m*, die unterste nur 35 *m* breite in 5 *m* Seehöhe. Meist beträgt jedoch ihre Anzahl nicht über drei. Hansen und de Geer haben versucht, die verschiedenen Terrassen auf große Strecken hin zu verfolgen. Hansen ist dabei zur Annahme von drei Stufen gekommen, die drei verschiedenen Ständen des Meeres entsprechen, während de Geer nur zwei Stufen anerkennen möchte. Doch fügen sich eine Reihe von Vorkommnissen diesen Horizonten nicht ein. Alle diese Terrassen sind postglacial; denn nirgends liegen Moränen auf ihnen und nirgends sind sie geschliffen. Sie unterscheiden sich dadurch von den weiten durch die Brandung geschaffenen Strandflächen, die vielfach dem Westabfall des norwegischen Gebirges vorgelagert und oft von Moränen bedeckt sind; diese müssen nach Reusch als gewaltige präglaciale Strandlinien betrachtet werden. Über den marinen Ursprung der postglacialen Terrassen kann kein Zweifel bestehen, da mit ihnen zusammen Bänke von marinen Konchylien beobachtet werden.

Sie treten dadurch in einen Gegensatz zu ähnlichen, aber im Innern des Landes in sehr großen Höhen (bis zu 1000 *m*) vorkommenden Terrassen; diese sind am Schlusse der Eiszeit in Eisseeen entstanden, die die schwindenden Gletscher in manchen Thälern aufstauten.

Schon 1839 erkannte Bravais im Alten Fjord, dass die Strandlinien gegen das Innere des Fjordes sich immer mehr und mehr über den heutigen Meeresspiegel erheben. Das wiederholt sich überall. Dabei vollzieht sich das Ansteigen allmählich. Zwar ist von einigen Beobachtern ein treppenförmiges Ansteigen behauptet worden; allein diese Ansicht ist, soweit sie die marinen Strandlinien betrifft, nach den Untersuchungen von de Geer nicht stichhaltig. De Geer trug die Seehöhen der obersten, ältesten postglacialen Strandlinien in eine Karte ein und konstruierte dann Linien gleicher Hebung, die er Isoanabasen oder besser Isanabasen nannte.*) Das Kärtchen Fig. 68 giebt die Isanabasen wieder. Die Linien verlaufen, wie man sieht, ganz unabhängig von der Bodengestaltung. Die Axe des elliptischen Gebietes stärkster Hebung (über 200 *m*) zieht parallel der Richtung des skandinavischen Gebirges von Kristiania nach Haparanda; von hier nimmt der Betrag nach allen Richtungen ab. Da mit diesen höchsten Strandlinien zusammen Muschelbänke auftreten, die eine arktische Fauna bergen, so muss die Bildung der Strandlinien unmittelbar am Ausgang der letzten Eiszeit erfolgt sein. Skandinavien hat also seit der Eiszeit gleichsam eine beulenförmige Auftreibung erfahren, die im Centrum mehr als 200 *m* beträgt. Diese Hebung vollzog sich aber nicht ununterbrochen bis zur Gegenwart. Jede Strandlinie, die unter dem Niveau der höchsten, oben durch die Isanabasen dargestellten sich zeigt, ist ein Beweis für einen Halt in der Hebung; denn sie brauchte Zeit zu ihrer Bildung. Ja es

Fig. 68.



Postglaciale Isanabasen für Schweden (nach de Geer.)
(Die eingeschriebenen Zahlen sind Meter.)

*) Der gleichfalls gebrauchte Ausdruck Isobasen, d. i. Linien gleicher Bewegung, einerlei ob sie aufsteigend oder absteigend ist, sollte besser vermieden werden, weil er zu sehr an Isobaren anklingt.

ergiebt sich sogar, dass zwischen der Bildung des Systems der obern Strandlinien und der Bildung des Systems der untern eine Periode liegt, wo Skandinavien höher über dem Meeresspiegel lag als heute. Darauf weisen Torflager in Südschweden hin, die sich heute 30 *m* unter dem Meeresspiegel befinden. Auf diesen Torflagern liegen wieder Meeresablagerungen, die mit dem untern Strandliniensystem von de Geer in Beziehung treten. Wir haben also nach Ausbildung der hohen Strandlinien zuerst eine Hebung des Landes bis zu hohem Niveau, dann wieder eine Senkung; als diese Halt machte, bildeten sich die untern Terrassen aus und erst dann folgte wieder eine Hebung. Auch der Betrag dieser letzten Hebung ist nach de Geer von Ort zu Ort verschieden; er scheint in derselben Gegend am größten gewesen zu sein, in der die erste Hebung ihren höchsten Wert erreichte. Überall aber betrug die zweite Hebung viel weniger als die erste; sie ist nirgends erheblich über 60 *m* hinausgegangen.

Wenden wir uns der Gegenwart zu. Dass Schweden sich auch heute noch hebt, erwähnten wir im Eingang. Die Art und Weise dieser Hebung ist durch Holmström und Sieger auf Grund von Beobachtungen an Felsmarken und Pegeln klar gelegt worden. Ja, Sieger hat für Schweden und Finnland Isanabasen der Gegenwart entworfen, die die Punkte mit einander verbinden, wo die Geschwindigkeit der Hebung gegenwärtig gleich groß ist. Es scheint das Gebiet stärkster Hebung wieder demjenigen in de Geers Karte der gesamten postglacialen Hebung zu entsprechen. Doch fehlen, um das zu entscheiden, noch zuverlässige Angaben aus Norwegen, wo der Seegang und die Gezeiten die Beobachtungen stören. Noch etwas Anderes hat sich aber ergeben: die Hebung kann, nach alten Bauwerken zu urteilen, die nur wenig über dem Meeresspiegel liegen, erst vor kurzem begonnen haben oder muss doch wenigstens lange Zeit nur sehr langsam erfolgt sein. Ein Maximum erreichte ihre Geschwindigkeit dann im 18. Jahrhundert und gegenwärtig nimmt sie wieder ab. An den Orten, wo die Hebung am raschesten erfolgt, dürfte sie etwa 1 *cm* im Jahr erreichen. Auch in der weitern Nachbarschaft Schwedens, so in Finnland und im nördlichen Teil der russischen Ostseeprovinzen, finden wir die gleichen Erscheinungen wie in Skandinavien, nur ist der Betrag der Hebung kleiner. Die deutsche Küste ist dagegen stationär.

Gewaltige Änderungen hat durch diese mehrfachen Hebungen die Ostsee im Laufe der Zeiten erfahren.*) Während des durch die obersten norwegischen Terrassen angedeuteten hohen Standes des Meeres am Schluss der Eiszeit (Yoldia-See) kommunizierte die Ostsee offen über den Ladoga-See und das Weiße Meer hinweg mit dem nördlichen Eismeer und über Jütland hinweg mit der Nordsee. Marine Ablagerungen beweisen das deutlich. Darauf aber folgte eine Periode, in der sich eine breite

*) Vergl. die Untersuchung von Munthe im Bihang till k. Svenska Vet.-Akad. Handl. XVIII, Afd. II, Nr. 1.

Landbrücke von Nordwestdeutschland nach Skandinavien erstreckte; damals entstanden die schon erwähnten heute unter dem Meeresspiegel liegenden Torflager in Südschweden. Die Ostsee war vom Meer abgeschnitten und bildete einen durch die entstandene Barriere aufgestauten Süsswassersee (Ancylus-See), dessen Ufer an der russischen Ostseeküste in einer Höhe von 15, 30, ja 45 *m* über dem heutigen Meeresspiegel festgestellt sind. Ein Untertauchen des Landes schloss sich an und wieder trat eine freie Kommunikation mit der Nordsee (Littorina-See) ein. Hiervon berichten uns in Skandinavien marine Schichten und die tiefere Stufe der Strandlinien. Erst die später einsetzende Hebung stellte die heutigen Verhältnisse her. Mag auch die zukünftige Forschung vielleicht den einen oder den andern Zug in der Geschichte der Strandverschiebungen Skandinaviens und des Ostseegebietes, wie wir sie soeben dargestellt haben, noch ergänzen oder auch berichtigen, so steht doch eins heute schon fest: in der kurzen Spanne Zeit, die seit der letzten Eiszeit verflossen ist, haben Hebungen und Senkungen, Einschränkungen des Meeres und Transgressionen mit einander abgewechselt. Das lehrt uns, wie vorsichtig man mit der zeitlichen Parallelisierung von Beweisen eines frühern, hohen Meeresstandes sein muss, und wie man vor allem aus Anzeichen, die nicht der unmittelbarsten Gegenwart angehören, nie auf eine heute noch im Gang befindliche Bewegung der Küste schließen darf. Wir sehen in der Regel nur das Gesamtresultat der Bewegung und dürfen durchaus nicht schließen, dass dieses Resultat auf dem geradesten Wege erreicht worden sei. Es ist das besondere Verdienst von Suess, hierauf hingewiesen zu haben. Würden wir nur die Terrassen Norwegens und die unter den Meeresspiegel geratenen Torflager Südschwedens kennen, so würden wir bei Außerachtlassung jener Erfahrung eine Schaukelbewegung Skandinaviens konstatieren, eine Senkung im Süden, eine Hebung im Norden, wie sie früher behauptet worden ist, in dieser scharf ausgesprochenen Weise aber wohl nicht existiert hat.

Geographische Verbreitung der Hebungen und Senkungen. Es kann nicht unsere Aufgabe sein, die Hebungen und Senkungen im einzelnen über die ganze Erde hin zu verfolgen. Solche Zusammenstellungen haben Hahn und A. Issel gemacht; sie beide, vor allem aber Suess haben gezeigt, wie dringend nötig es ist, gerade auf diesem Gebiet Kritik zu üben. Nur einige typische Beispiele sollen hervorgehoben werden. Dabei handelt es sich fast immer um Strandverschiebungen in der geologischen Gegenwart, d. h. seit Schluss der Eiszeit. Nur wenige Strandverschiebungen, die sich noch heute vollziehen, werden wir anführen können.

Ganz ähnliche Erscheinungen wie in Skandinavien treffen wir in Schottland, England und Irland; auch hier fand ein mehrfaches Abwechseln von Untertauchen und Emportauchen statt. Die höchsten Strandlinien gehen in Schottland bis 150 *m*, sind aber nach J. Geikie vor der letzten Eiszeit gebildet. Die höchste postglaciale Terrasse liegt nur in 30 *m* Höhe;

auch tiefere finden sich. Am Gestade des Weißen Meeres und an der Murmanküste zeigt sich analoges; Ramsay beobachtete hier 4—5 Strandlinien übereinander; ob die Hebung heute noch fortdauert, ist unbestimmt. Eine Hebung hat seit der Eiszeit überhaupt das ganze arktische Gestade Russlands erfahren. Wir erwähnten schon, dass das Eismeer zur Zeit der Yoldia-See mit der Ostsee zusammenhing. Die Ablagerungen dieses Meeres reichen bis zum Quellgebiet der Dwina. In Sibirien sind marine Schichten dieser Zeit am untern Obj und Jenissei bekannt. Auch die arktischen Inseln wie Nowaja-Semlja, Franz Josefs-Land und Spitzbergen zeigen hohe Strandterrassen, besonders schön aber Grönland, wo sie in der Polarisbai die gewaltige Höhe von 600 *m* erreichen sollen. Für den Süden von Grönland ist ein Wechsel in der Richtung der Bewegung verbürgt. Im Igalljko-Fjord zeigen sich hoch an den Wänden alte Strandlinien, während ein im Wasser stehendes Gebäude eine in den letzten Jahrhunderten stattgefundene Senkung verrät. In Grinnellland finden sich Strandlinien in 300 *m* Höhe. Für das Küstengebiet von Nordamerika südlich des Lorenzstromes und -Golfs konnte de Geer Isanabasen konstruieren; für Montreal erhielt er eine Hebung um 140 *m*, während die Isanabase von 0 *m* über New-York, die Landenge von Neu-Schottland und die Südspitze von Neu-Fundland der Küste entlang zieht.*) Die Strandlinien gehen ohne weiteres in die Terrassen der großen kanadischen Seeen über, die sonach in jener Zeit, wenigstens z. T., einen gewaltigen Meeresgolf bildeten. Dabei liegen die Strandlinien an der Südseite der Seeen tiefer als an der Nordseite, so dass auch hier der Betrag der Hebung nach Norden hin zunimmt. Auch an der Westküste Nordamerikas treten uns im Norden bis zur Vancouver-Insel herab Spuren einer seit der Eiszeit erfolgten Hebung entgegen. So kehrt überall in den Gebieten höherer nördlicher Breiten eine Hebung wieder. Bemerkenswerterweise gilt das auch von der Südhemisphäre. Strandlinien erscheinen in Feuerland an der Südspitze von Südamerika. Sie steigen an der atlantischen Küste von Montevideo nach Süden zu immer höher empor, bis sie eine Höhe von 100 *m* erreichen. An der pacifischen Küste sind zahllose Terrassen bis nach Peru zu finden; unter dem Wendekreis liegen Muschelbänke, deren Alter jedoch unbestimmt ist, in 500 *m* Höhe. Es fehlen leider hier wie überhaupt in den niedrigen Breiten ausgedehnte Ablagerungen von Gletschern der letzten Eiszeit, die im Norden einen so bequemen Horizont für die Altersbestimmung bieten. Das gilt auch von Strandlinien an der Südspitze von Australien und von Afrika. Ob sie alle der Postglacialzeit angehören, ist noch fraglich.

So zahlreiche bestimmte Anzeichen über Strandverschiebungen wie in den höheren Breiten haben wir zwischen 50° N und 30° S nicht. Eine Bewegung der Küste von Mitteleuropa findet heute jedenfalls nicht mehr

*) Gerade von dieser Küste sowie der weiter nach Süden folgenden werden auch Spuren der Senkung angeführt, so dass auch hier ein Wechsel in der Richtung der Strandverschiebung festgestellt ist wie für Skandinavien.

statt; die Ostseeküste Deutschlands scheint, wie wir schon erwähnten, von der heutigen skandinavischen Hebung verschont zu sein. Das Verhalten der Küste der Nordsee dürfte ähnlich sein, während am Kanal sichere Spuren von Senkungen vorliegen. Auch im Mittelmeer treffen wir wieder Bewegungen, die sicher bezeugt sind und zwar für die historische Zeit. Eine Reihe von ihnen sind allerdings nicht als echte Strandverschiebungen zu bezeichnen; sie treten inmitten von Vulkangebieten auf und dürften auf ein Andrängen oder Zurückweichen des Magmas in der Tiefe zurückzuführen sein. Sie unterscheiden sich, wie Suess treffend bemerkt, durch ihren rhapsodischen Charakter deutlich von den eigentlichen Strandverschiebungen. Von der Hebung der vulkanischen Insel Pantellaria sprachen wir schon Seite 123. In einer rapiden Hebung, die nach Emmons rund 1 *m* im Jahr beträgt, ist Palmarola, eine der vulkanischen Ponza-Inseln westlich von Neapel, begriffen. Berühmt ist der Serapistempel zu Pozzuoli am Golf von Neapel, der mit samt seiner vulkanischen Umgebung mannigfache vertikale Bewegungen ausgeführt hat. Noch im Jahr 205 n. Chr. war er unversehrt, wurde aber dann bis zu einer Höhe von $3^1/_2$ *m*, an den Säulen gemessen, verschüttet. Hierauf geriet er allmählich durch eine Senkung unter den Meeresspiegel, so dass seine Säulen, so weit sie nicht vergraben waren, von Bohrmuscheln angegriffen wurden. Im 16. Jahrhundert erfolgte dann eine Hebung über das Niveau des Meeres. Heute soll wieder eine Senkung im Gange sein. Senkungen werden aus der Umgebung von Venedig berichtet, von Suess jedoch auf lokale Sackungen des Bodens zurückgeführt. Auch für Dalmatiens Küste dürfte eine allgemeine Senkung feststehen, wenn sie auch jüngst von Hilber bestritten worden ist. Hilber nimmt nur örtliche Senkungen an, die er auf Einsturz von Höhlen zurückzuführen geneigt ist, wie sie in jenen Gegenden so häufig sind; so dürfte die seit 679 verschollene und 1890 bei Rovigno am Grunde des Meeres in 26 *m* Tiefe wieder aufgefundene Insel und Stadt Cissa durch eine örtliche Senkung unter den Meeresspiegel geraten sein. Eine deutliche Hebung hat dagegen seit dem Altertum der künstliche Hafen von Phalasarna an der Ostküste von Kreta erlitten, der 7 *m* über dem Meeresspiegel liegt.

Begeben wir uns in die tropische Zone, so treffen wir hier mehrfach über den Meeresspiegel geratene recente Korallenriffe, also sichere Spuren einer Hebung. Andererseits werden die jäh abfallenden Koralleninseln der Südsee nach dem Vorgang Darwins und Danas als Symptome einer Senkung des Meeresgrundes gedeutet, eine Anschauung, die allerdings heute von verschiedenen Seiten bekämpft wird, aber doch noch in mancher Beziehung die beste Erklärung giebt. Für die westindische Insel Sombrero ist ein mehrfacher Wechsel von Hebung und Senkung für die geologische Gegenwart dargethan.

Überblicken wir, indem wir von den vulkanischen und den plötzlich bei Erdbeben erfolgten Strandverschiebungen (siehe oben Seite 140) absehen, die Gesamtheit der Erscheinungen, so fällt zunächst das außer-

ordentliche Überwiegen der Hebungen auf; das dürfte sich jedoch nur durch ihre leichtere Nachweisbarkeit erklären. So wissen wir denn heute noch nicht, ob Hebungen und Senkungen einander kompensieren oder nicht. Eine Thatsache, an der sich nicht rütteln lässt, ist dagegen, dass die Hebungen in höheren Breiten vorherrschen und hier sehr viel häufiger sind, als in niederen. Ihr Betrag wechselt dabei deutlich von Ort zu Ort; besonders groß ist er in den Centren der alten diluvialen Gletschergebiete, so in Skandinavien, in Grönland und in Labrador. Die Grenzen der gehobenen Gebiete fallen oft ungefähr mit den Grenzen der alten Vereisungen zusammen. Doch hat sich die Hebung seit der Eiszeit nicht kontinuierlich vollzogen, sondern ist von Stillständen und sogar von Senkungen unterbrochen gewesen. In den niederen Breiten dominieren, wie die mächtigen Koralleninseln zeigen, Senkungen; aber daneben treffen wir doch auch gehobene Korallenbänke, so dass der Sinn der Bewegung nicht überall gleich ist. Alle diese Hebungen und Senkungen vollziehen sich sehr langsam.

Ursachen der Strandverschiebungen. Schon früh forderte die Beobachtung der Strandverschiebungen zu Erklärungsversuchen heraus, deren seit der ersten Feststellung der Hebung Schwedens eine ganze Reihe aufgestellt worden sind. Eigentümlich berührt es uns, wenn wir die gesamte Reihe der verfochtenen Theorien und die mannigfachen Schwankungen derselben überblicken. Im vorigen Jahrhundert hatte die Anschauung durchaus die Überhand, dass das Meer als das Unbeständige sinke, das Land aber seine Lage nicht verändere (Celsius, Nordenankar). Anfang dieses Jahrhunderts wurde diese Theorie vollkommen durch die genau entgegengesetzte verdrängt: Playfair und nach ihm Leopold von Buch und Lyell erklärten den Meeresspiegel für stabil und das Land für beweglich. In den 80-er Jahren suchte dann Suess wieder alle ausgedehnten Hebungen auf ein Sinken des Meeres zurückzuführen; er fand manche Anhänger, wenn auch die Hebungstheorie sich daneben durchaus hielt. Die letzten Jahre verhalfen dann der letztern abermals zum Sieg.

Vollkommen konstant ist der Meeresspiegel allerdings nicht; eine Reihe von Vorgängen arbeiten stets darauf hin, seine Lage zu verändern. Unter ihrem Einfluss beschreibt er einerseits allgemeine, sogenannte eustatische Bewegungen (Suess), die an allen Küsten den gleichen Sinn und den gleichen Betrag haben, andererseits zonale und regionale Bewegungen, bei denen einem Steigen in einer Region ein Sinken in einer andern entspricht.

Allgemeine Bewegungen treten ein, sobald die Wassermenge im Weltmeer sich ändert. Eine Bindung von Wasser auf dem Lande, sei es in Form von Eis, sei es als Ausfüllung abflussloser Becken, lässt das Meer sinken. So stand nach Penck zur Eiszeit, als ungeheure Eismassen auf dem Lande lagerten, das Meer mindestens 150 *m* tiefer als

heute. Eine Reihe von chemischen Prozessen, die sich an der Erdoberfläche abspielen, so die Hydratisierung der Eruptivgesteine, entzieht gleichfalls dem Weltmeer dauernd Wasser. Da jedoch durch die Vulkane fortwährend Wasserdampf aus den tieferen Schichten der Erde an die Oberfläche gebracht wird, dürften Wasserentziehung und Wasserzufuhr einander heute ungefähr die Wage halten.

Ganz ebenso wie eine Änderung der Wassermenge wirkt auch jede Veränderung der Gestalt des Meeresbeckens. Jedes Einsinken des Bodens verursacht ein allgemeines Sinken des Meeres, jede Hebung ein allgemeines Ansteigen und zwar an allen Punkten um den gleichen Betrag. Auch die Aufschüttung des Meeres mit Sedimenten wirkt in gleicher Weise, wenn auch der Effekt erst im Lauf sehr langer Zeiträume merkbar werden kann.

So gewiss all' diese Vorgänge sich abspielen, so ist doch heute eine allgemeine Bewegung des Meeresspiegels aus den Beobachtungen an den Küsten nicht rein zu erkennen; nur für das Ansteigen des Meeres, dass im Gefolge des Schmelzens der Gletscher am Schlusse der Eiszeit eingetreten sein muss, glaubt Penck sichere Beweise darin zu finden, das unter den Küsten die gebuchteten so sehr dominieren, die als z. T. unter den Meeresspiegel geratene Formen der Landoberfläche zu deuten sind. Auch die Formen des Bodens der Flachsee sprechen nach ihm für eine am Schluss der Eiszeit eingetretene allgemeine Hebung des Meeresspiegels um 150—200 *m*. In der Umgebung der alten Gletschergebiete sowie auch sonst an manchen Punkten werden diese sicher vorhandenen allgemeinen Bewegungen in ihrer Wirkung auf den Verlauf der Küste durch andere Vorgänge verschleiert.

Neben den allgemeinen können auch zonale Bewegungen des Meeresspiegels auftreten. Es muss jede Änderung der Rotationsgeschwindigkeit der Erde eine Änderung der Abplattung des Meeresspiegels hervorrufen, eine Verlangsamung ein Sinken des Wassers in der äquatorialen Region und ein Steigen in hohen Breiten, eine Beschleunigung das umgekehrte. So möchte Suess in einer Beschleunigung der Rotation die Ursache des Überwiegens der Hebungen in höheren und hohen Breiten und der Senkungen in niederen Breiten sehen. Allein dem gegenüber muss doch hervorgehoben werden, dass der Betrag der Hebung, der nach der Theorie auf dem gleichen Breitenkreise gleich sein und polwärts immer mehr zunehmen sollte, thatsächlich von Ort zu Ort sich ganz unregelmäßig ändert und z. B. für die Postglacialzeit auf den nördlichsten Inseln Norwegens nur 28 *m* beträgt, in der Mitte von Norwegen dagegen über 200 *m*. Die Erscheinungen sprechen also nicht für die Theorie, ganz abgesehen davon, dass für eine erhebliche Bewegung dieser Art eine sehr merkliche Änderung der Rotationsgeschwindigkeit angenommen werden müsste. Eine zonale Bewegung des Meeresspiegels würde auch aus einer Verlagerung der Erdachse resultieren. Solche Verlagerungen können durch Veränderung der Verteilung der Massen auf der Erde

entstehen und werden für die Eiszeit von Penck angenommen. Doch lässt sich ein Einfluss auf die relative Lage von Meeresspiegel und Land aus den Beobachtungen nicht nachweisen.

Endlich sind auch regionale Bewegungen des Meeresspiegels möglich. Wie in der ersten Abteilung ausführlich dargestellt worden ist, ist die Meeresoberfläche eine Niveaufläche (Geoidfläche), die sich an jedem Punkt senkrecht zur Resultierenden aller auf sie einwirkenden Kräfte d. h. senkrecht zur Schwerkraft einstellt. Jede Veränderung der Lage der Massen in der Erde, vor allem derjenigen in unmittelbarer Nähe der Erdoberfläche wirkt nun auf die Richtung der Schwerkraft ein: die Lotlinie wird aus ihrer Stellung etwas abgelenkt; der Meeresspiegel muss folgen und daher eine Strandverschiebung eintreten. Überall, wo Massen angehäuft werden, muss eine Erhebung des Meeresniveaus stattfinden, wo dagegen Massen fortgenommen werden, eine Senkung. Zöppritz lenkte die Aufmerksamkeit darauf, nachdem bereits Croll gezeigt hatte, dass in der Eiszeit die Ansammlung großer Eismassen in höheren Breiten durch Attraktion eine erhebliche Hebung des Meeresniveaus in ihrer Umgebung habe hervorbringen müssen; nach dem Schmelzen des Eises sei dann der Meeresspiegel in seine alte Lage zurückgekehrt, so dass das Land wieder emportauchte. Diese Meinung führte später Penck im einzelnen weiter aus. Allein H. Hergesell und E. v. Drygalski haben rechnerisch dargethan, dass der Einfluss der Eismassen nur gering gewesen sein kann und dass das Schmelzen der Gletscher in keinem Fall ein so gewaltiges Sinken des Meeresniveaus hervorbringen konnte, wie es zur Erklärung der Hebung Skandinaviens nach der Eiszeit angenommen werden müsste. Es kann den Deformierungen des Meeresniveaus durch Massenumlagerung jedenfalls nur ein kleiner Einfluss auf die Strandverschiebungen eingeräumt werden.

Nicht anders ist es mit Deformierungen, denen unabhängig von der Geoidgestalt der Meeresspiegel unterworfen ist. Nur im großen und ganzen ist nämlich der Meeresspiegel eine Niveaufläche; im einzelnen weicht er davon ab. Habituelle Unterschiede im Luftdruck z. B. müssen auf den Stand des Meeres wirken; es erhebt sich in Gebieten tiefen Druckes etwas über die Niveaufläche und senkt sich in Gebieten hohen etwas darunter. Wo Winde aus einer Himmelsrichtung vorherrschen, stellen sie den Meeresspiegel etwas schief. Ebenso wirken Unterschiede im specifischen Gewicht des Meerwassers. Daher muss an Küsten, wo das Meer durch einmündende Flüsse ausgesüßt ist, sein Spiegel etwas höher stehen als im offenen Ocean. Groß sind die dadurch verursachten Abweichungen nicht; sie gehen im nordatlantischen Ocean, wie Mohn theoretisch gezeigt hat, nicht über 1 *m* hinaus. Das gleiche ergiebt sich aus den Präcisions-Nivellements, die zwischen europäischen Küstenpunkten ausgeführt worden sind und die Höhe der Mittelwasser zu vergleichen gestatten; die größte beobachtete Differenz ist noch nicht 40 *cm*. Nun sind alle auf eine Abweichung des Meeresspiegels von der Niveaufläche

hinarbeitenden Faktoren, Luftdruck, Wind und Salzgehalt, langjährigen Schwankungen unterworfen, die als Folge der oben (Abteilung I S. 226) erwähnten Schwankungen des Klimas auftreten. Diese Schwankungen verursachen regionale Bewegungen des Meeresspiegels, die aber naturgemäß noch kleiner sind, als die oben erwähnten größten bestehenden Abweichungen vom Geoid und über wenige Decimeter nicht hinausgehen. Trotzdem machen sie sich in den Pegelbeobachtungen an der Küste geltend. So konnte ich zeigen, dass die von Bouquet de la Grye auf Grund der Beobachtungen der Jahre 1860 bis 1885 behauptete Senkung der französischen Küste bei Havre und Cherburg sich einfach auf eine leichte Hebung des Wasserstandes zurückführt, die durch die zunehmende Aussüßung des Kanals infolge der vermehrten Wasserführung der Seine verursacht war. Genau ebenso steht es mit der von Paschen behaupteten Hebung der deutschen Küste bei Wismar 1849 bis 1866; die Ostsee erfährt in Folge der Klimaschwankungen einerseits als Ganzes bald eine Hebung, bald eine Senkung, dann aber besonders an ihren Küsten kleine Deformierungen. Allein auf solche Vorgänge, eine ursprüngliche Hebung und Schiefstellung des Ostseespiegels und eine nachfolgende allmähliche Entleerung das Emportauchen Schwedens zurückzuführen, wie das Suess versucht, geht nicht an. Gerade an der Hand der schwedischen Pegelbeobachtungen konnte ich vielmehr zeigen, dass die infolge der 35-jährigen Klimaschwankungen auftretenden Schwankungen des Ostseespiegels mit der Hebung Schwedens interferieren. Die Wasserstände fallen fortwährend; doch macht sich in den Zeiten zunehmenden Regenfalls eine Verlangsamung dieses Fallens, ja einige Mal infolge des Ansteigens der Ostsee in der regenreichen Zeit eine ganz vorübergehende rückläufige Bewegung geltend.

So steht es denn fest, dass weder allgemeine, noch zonale, noch regionale Bewegungen des Meeresspiegels alle beobachteten Hebungen und Senkungen erklären können. Zwar kommen solche Bewegungen vor*), allein sie halten sich nur in engen Grenzen. Alle heute sich vollziehenden nichtvulkanischen Strandverschiebungen können sich im wesentlichen nur auf Bewegungen des Landes zurückführen — sie sind der Ausdruck von Krustenbewegungen.

Krustenbewegungen der geologischen Vergangenheit.**)

Langsam und allmählich vollziehen sich meist die Krustenbewegungen, so dass sie mit ganz wenigen Ausnahmen erst innerhalb längerer Zeiträume eine sichtbare Verschiebung der Schichten ergeben. Wir haben

*) So vor allem die allgemeine Hebung des Wasserstandes am Schluss der Eiszeit.

**) Die Gesamtheit der Erscheinungen, die wir hier nach Penck als Krustenbewegungen der geologischen Vergangenheit zusammenfassen, hat man oft mit dem Wort Gebirgsbildung bezeichnet. Allein dieser Ausdruck ist wenig glücklich, weil er, wörtlich genommen, die gewaltigsten Bewegungen der Erdkruste, die zur Herausbildung des Gegensatzes von Ocean und Kontinent führten, nicht inbegreift.

oben nur ein paar Fälle anführen können, wo direkt vor den Augen des Menschen eine Dislokation entstand. Aber selbst die größten dieser Verschiebungen gehen über wenige Meter nicht hinaus und sind daher dem Betrag nach immer noch verschwindend klein im Vergleich zu den gewaltigen Krustenbewegungen, von denen uns der Bau der Erdrinde erzählt. Jede Verwerfung und jede Falte ist uns ein sicheres Zeichen für eine in der Vergangenheit erfolgte Krustenbewegung; wir können sogar den geologischen Zeitpunkt angeben, in dem sie stattfand. Schon weniger sicher lassen sich die Art und Weise der Bewegung und die sie verursachenden Kräfte erkennen und über die absolute Geschwindigkeit, mit der sie erfolgte, wissen wir leider nichts. Wenn wir in dieser Weise aus den Dislokationen auch lange nicht genug erfahren, um uns ein ganz zuverlässiges Bild von den erfolgten Krustenbewegungen zu machen, so erfahren wir doch immer noch weit mehr, als aus den Beobachtungen der Erdbeben und der Strandverschiebungen der Gegenwart. So kommt es, dass sich die Lehre von den Krustenbewegungen, so weit sie die Art und Weise des Vorganges betrifft, hauptsächlich auf unsere Kenntnis vom Bau der Erdrinde stützt. Nur sobald es sich um Feststellung der absoluten Geschwindigkeit handelt, sind wir ganz auf die Gegenwart angewiesen, weil uns für die geologische Vergangenheit absolute Zeitmaße nicht zur Verfügung stehen.

Entstehung der Dislokationen. Die Gesamtheit der Dislokationen lässt sich nach ihrer Entstehung in zwei allerdings nicht vollkommen scharf geschiedene Gruppen teilen; die einen führen sich vorwiegend auf vertikale Bewegungen der Kruste zurück, die anderen sind durch horizontale Bewegungen entstanden. Für jene müssen wir vertikal oder, wenn wir den Ausdruck auf die Kugelgestalt der Erde beziehen, radial wirkende Kräfte als Ursache annehmen, für diese horizontal oder tangential wirkende.

Am klarsten zeigt sich das Walten vertikaler Kräfte an den Verwerfungen: der eine Flügel ist in vorwiegend vertikaler Richtung gegen den andern verschoben. Auf vertikale Kräfte führt sich wohl auch im wesentlichen die Entstehung der Flexuren zurück, nur dass hier der Zusammenhang der Schichten nicht unterbrochen worden ist. Von horizontal wirkenden Kräften zeugen dagegen die Blattverschiebungen, desgleichen die Überschiebungen an flach geneigten Überschiebungsflächen. Naturgemäß kommen auch alle Zwischenrichtungen vor, d. h. es kombinieren sich häufig vertikale und horizontale Bewegungen; besonders gilt das von den echten Verwerfungen, die oft zugleich Blattverschiebungen sind.

Nicht so klar wie bei den verschiedenen Arten von Verwerfungen ist die Art der Bewegung, die zur Herausbildung von Falten führt. Eine Falte kann durch eine vertikale Kraft entstehen, die eine Hebung des Gewölbes oder eine Senkung der Mulde verursacht. Aber auch eine horizontale Kraft kann Falten erzeugen, indem sie die Schichten seitlich

zusammenpresst; sie weichen dabei nach oben aus und legen sich so in eine oder mehrere Falten. Wenn auch a priori beide Entstehungsarten möglich sind, so ist man doch heute darüber einig, dass für alle Falten von beschränkter Breite nur die tangentiale Kraft in Betracht kommt. Anders ist es mit der Entstehung großer, sehr flacher Falten, die eine im Vergleich zu ihrer Breite verschwindende Höhe haben, den Aufwölbungen oder Geoantiklinalen und den Geosynklinalen; sie dürften wenigstens zum Teil als das Resultat echter vertikaler Bodenbewegungen aufzufassen sein.

Bei jeder Falte nehmen die Schichten nach erfolgter Faltung eine kleinere Grundfläche ein als vorher; das gilt auch von allen Überschiebungen. Die Schichten sind hier durch Druckkräfte zusammengestaut worden. Anders bei den Verwerfungen. Erinnern wir uns daran, dass bei den normalen Verwerfungen mit geneigter Verwerfungsfläche der hangende, über der Kluft befindliche Flügel stets im Vergleich zum liegenden abgesunken ist (vergl. Fig. 9, S. 35), so erkennen wir sofort, dass zwei in dieser Weise gegen einander verworfene Schollen immer einen größeren Flächenraum einnehmen als vorher; es sind also Zugkräfte in Thätigkeit gewesen.

Über die Kräfte, die die vertikalen und die horizontalen Bewegungen verursacht haben, können wir mit Sicherheit nur wenig aussagen. Allgegenwärtig ist auf der Erde die vertikal von oben nach unten wirkende Schwerkraft; ihr muss ohne Frage eine große Zahl, wenn nicht die erdrückende Mehrheit der vertikalen Krustenbewegungen, der Verwerfungen und Flexuren, auf Rechnung gesetzt werden. Es dürfte meist der relativ gesunkene Flügel wirklich der bewegte gewesen sein. Vertikal von unten nach oben wirkende Kräfte von der Allgemeinheit der Schwerkraft kennen wir dagegen nicht. Desgleichen sind uns selbständige horizontal wirkende Kräfte nicht bekannt; wir schließen auf ihre Existenz erst aus den Dislokationen.

Versuchen wir, nach dem wir uns über die Bedeutung der Einzelerscheinungen klar geworden sind, deren Anordnung auf der Erdoberfläche zu überblicken. Wir folgen dabei vielfach Eduard Suess, dessen geniale Darlegung der Strukturlinien der Erdkruste, wie sie sich im Antlitz der Erde äußern, im großen und ganzen bestätigt worden ist, wenn auch in manchen Einzelheiten Ergänzungen und Berichtigungen erfolgt sind und einige theoretische Deutungen von verschiedenen Seiten bekämpft werden.*) Nach dem Auftreten der Dislokationen haben wir schon früher mehrere Strukturtypen des Landes unterschieden. In manchen Gegenden besteht die Erdkruste aus zur Tiefe gebrochenen Schollen, vergleichbar der eingebrochenen Eisdecke eines ausgelassenen Teiches

---

*) Wir nennen hier zwei fundamentale Werke über Krustenbewegungen:

Albert Heim: Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel 1878. Beschäftigt sich speciell mit der Entstehung der Faltengebirge.

Eduard Suess: Das Antlitz der Erde. Bd. I, Wien 1883 und 1885. Bd. II 1888. Bd. III steht heute (Mitte 1896) noch aus.

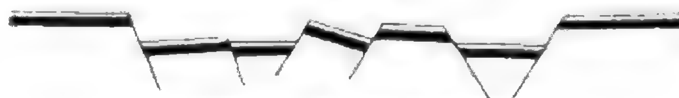
— das sind die Schollenländer. In anderen Gegenden gleicht sie einem zu Fels erstarrten, wellenbewegten Meer — das sind die Faltenländer. Wieder in anderen Gegenden endlich ist die Erdkruste verbogen; sie hat sich gleichsam geworfen, wie sich die Bretter eines Fußbodens werfen — das sind die Verbiegungsländer. Jeder dieser Strukturtypen führt sich auf bestimmte Arten von Krustenbewegungen zurück.

Krustenbewegungen in Schollenländern. Der wichtigste Vorgang bei der Herausbildung der Tektonik der Erdkruste ist das Absinken größerer und kleinerer Schollen an Bruchlinien zur Tiefe; er übertrifft an Bedeutung bei weitem die Faltung. In ausgezeichneter Weise lässt sich die Art dieses Vorgangs am mittelländischen Meer erkennen, das sich aus einer Reihe der schönsten Kesselbrüche zusammensetzt, über deren Bildung uns besonders die Untersuchungen von Neumayr aufgeklärt haben. Noch in der Pliocänzeit nahm hier das Land weite Flächen ein, die heute vom Meer bedeckt sind. Im Osten existierte das ägeische Meer noch nicht; ausgedehnte Süßwasserbildungen auf Kreta, wie sie nur auf einer großen Landfläche zur Ablagerung kommen konnten, ergeben das sogar noch für einen Teil der Diluvialzeit. Später erst sank an einem gewaltigen Netz von Bruchlinien mehr oder minder kesselförmig die Erdkruste zur Tiefe. Die Abstürze der Inseln sind zum Teil heute noch so furchtbar steil, dass man ihre Bildung unmittelbar auf Bruchlinien zurückführen möchte. So entstanden durch Einbruch die verschiedenen mannigfach gestalteten tiefen Becken des ägeischen Meeres. Auch in der Adria fanden große Einbrüche statt, desgleichen im westlichen Mittelmeer. Die Absenkungen ließen mehrfach neue Meere entstehen, die heute mehr als 3000 *m* tief sind. Es handelt sich also um ganz junge, aber sehr bedeutende Dislokationen. Dem gleichen Vorgang begegnen wir in der Sundawelt, wo die prachtvollen Becken der Sulusee, der Celebessee und der Bandasee wahre Muster von Kesselbrüchen darstellen, desgleichen in Westindien. Aber alle diese Einbrüche in den Mittelmeeren sind doch nur winzig klein im Vergleich zu den weit ausgedehnten Senkungen, die im Laufe der Erdgeschichte den Gegensatz zwischen den Kontinenten und dem Weltmeer ausbildeten. Leider birgt sich allerdings gerade die Zone, wo wir die mächtigen Bruchlinien suchen müssen, an denen sich Kontinente und Oceane schieden, meist unter dem Meer, da dieses die wie Blöcke sich aus den Tiefen des Oceans erhebenden Kontinente randlich überflutet. Trotzdem ist man heute darüber ziemlich einig, dass wir im Weltmeer zur Tiefe gebrochene Teile der Erdkruste vor uns haben, wenn auch über die Zeit des Einbruchs und damit über das Alter der Oceane gestritten wird.

Bei allen geschilderten Vorgängen muss als treibende Kraft die Schwerkraft angesprochen werden; es handelt sich, wie Suess betont hat, um echte Senkungen. Allein es sind in Ländern, die heute Schollenländer sind, auch Bewegungen entgegen der Schwerkraft, also Hebungen

vorgekommen. So haben Powell und Dutton die hohe Lage der aus verhältnismäßig wenig gestörten Schichten bestehenden Schollenländer des nordamerikanischen Westens durch eine Hebung erklärt. Auch das Felsengebirge soll an einem großen Randbruch gegen die Prairietafel gehoben worden sein. Diller und Le Conte nehmen gleichfalls eine Hebung an; nachträglich brach dann zwischen der Sierra Nevada und dem Felsengebirge das Gebiet des Großen Beckens in mächtigen Blöcken zur Tiefe. Doch liegen die Schollen noch immer viel höher als vor der Hebung; sie bieten in ihrer Anordnung vielleicht das schönste Bild eines zusammengebrochenen Tafellandes (Fig. 69). Wollte man die hohe Lage dieses Schollenhochlandes mit Suess als Folge der Senkung der Umgebung auffassen, so müsste man eine posteocäne Senkung um 10 *km* und eine entsprechende Verkürzung des Erdradius annehmen, was überaus unwahrscheinlich ist. Am Vorkommen von Hebungen in Schollenländern halten auch v. Richthofen, de Lapparent, Löwl u. A. fest. De Lapparent erklärt die Entstehung von Horsten, wie es Schwarzwald und Vogesen sind, derart, dass sich durch Hebung von unten eine flache, ausgedehnte Aufwölbung bildete*); dabei rissen, besonders in der Nähe des

Fig. 69.



Struktur des Großen Beckens.
(Nach J. C. Russel.)

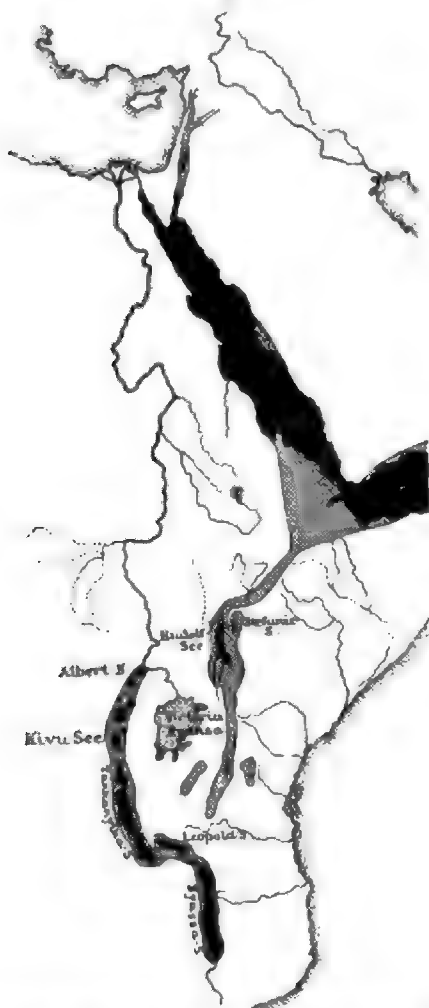
Scheitels, Spalten auf, so dass die Kruste in Schollen zerlegt wurde, die dann zum Teil zur Tiefe sanken, während Schwarzwald und Vogesen stehen blieben. Ähnliches nimmt Löwl an; doch hält er beide Vorgänge für zeitlich getrennt: erst Entstehung der Aufwölbung und später Einbruch derselben. In der That hat diese Erklärung manches für sich. Wenn auch in dieser Weise das Auftreten von Hebungen in Schollenländern nicht geleugnet werden kann, so dürften sie als Ausdruck von Verbiegungen der Erdkruste dem Absinken in Schollen vorausgegangen sein. Sie ändern daher an der von Suess betonten Thatsache nichts, dass das Absinken in den Schollenländern bei weitem der wichtigste Vorgang ist.

Dass in Schollenländern neben vertikalen, vorwiegend im Sinne der Schwerkraft gerichteten Kräften auch horizontale Zugkräfte ins Spiel treten, zeigt Afrika. Ein markanter Zug im Antlitz der Erde ist nach Suess der einheitliche Bau des ganzen Gebietes von Syrien im Norden bis zum Sambesi im Süden (Fig. 70). Das herrschende tektonische Motiv ist der Graben. Inmitten der alten, auf dem Boden des centralen Afrika vorwiegend von archäischen Gesteinen zusammengesetzten Plateaus sind

*) Siehe über Verbiegungen der Kruste unten.

gewaltige Spaltungen gebildet worden, in denen zum Teil leistenförmige Schollen zur Tiefe gebrochen sind; riesige vulkanische Ergüsse begleiteten die Bewegung. Einen gewaltigen Graben bildet das Rote Meer; er teilt sich nach Norden in den schmalen Graben des Golfs von Suez und in den des Golfs von Akaba, der über das Ghor zum Toten Meer und weiter, sich mehrfach zersplitternd, in die Bekaa zieht und bei Antakie endigt. Gegen Süden hin lenkt der Graben unter rechtem Winkel in den Golf von Aden ab. Ein Arm aber setzt sich dem Ost- und Südostabfall des Hochlands von Habesch folgend und sich bald stark verschmälernd, zum Rudolfsee, dann über den Baringosee und Manjarasee, westlich vom Kilimandscharo, bis nach Ugogo und weiter, nach einer kurzen Unterbrechung, zum Nyassasee und bis zum Schire fort. Suess hat einen Teil dieses Grabens den «Großen afrikanischen Graben» genannt. In der That liegt hier vielleicht eine der größten Dislokationsreihen unseres Erdballs vor, die allerdings heute nur z. T. streng geologisch, auf weite Strecken aber nur auf Grund der orographischen Verhältnisse konstatiert ist. Die Gräben erstrecken sich ungefähr in meridionaler Richtung über volle 5000 *km*. Weiter westlich zieht, etwa parallel, ein Graben vom Albertsee über den Albert-Edwardsee, den Tanganjika und den Leopoldsee wieder zum Nyassasee. Daneben finden sich noch mehrere kleine Gräben von beschränkter Ausdehung, teils als Abzweigungen von den Hauptgräben, teils mehr selbständig.

Fig. 70.



Die afrikanischen Gräben (nach Suess.)
Die Gräben sind schraffiert und, soweit sie mit Wasser erfüllt sind, schwarz.

Trotz einer gewissen Einheitlichkeit im großen zeigen sich im einzelnen Unterschiede zwischen den verschiedenen Stücken der gewaltigen Dislokation. «Bald bildet sie nur einen Sprung oder ein Bündel von Verwerfungen wie in Syrien, bald einen Sprung mit einseitigem Absinken wie am Toten Meer oder südlich vom Manjarasee; dann erscheint sie wiederum in Form eines echten Grabens, wie am Roten Meer oder in Form eines gegen die Oberfläche zersplitterten Bruches mit ungleich versenkten und zu einem gemeinsamen Graben vereinigten Schollen, wie westlich vom Kilimandscharo». Zur Seite des Grabens hebt sich das alte Plateau meist steil, oft geradezu mauerartig heraus; der Abfall hat eine Höhe bis zu

3000 *m*. Berücksichtigt man noch die Tiefe des Tanganjika, so muss man hier auf einen Einbruch von wenigstens 4—5 *km* schließen. Diese Riesenbrüche sind z. T. sehr jung. In Syrien sind noch pliocäne Schichten von ihnen durchschnitten, an mehreren anderen Stellen junge Basaltlaven. Älter ist der Graben des Roten Meeres und noch unsicher das Alter der afrikanischen Gräben. Überhaupt darf man wohl nicht an eine gleichzeitige Entstehung aller Gräben denken. Doch waren in der Diluvialzeit, wenigstens in der letzten Eiszeit, alle Gräben schon vorhanden, da die abflusslosen Seeen in ihnen diluviale Uferterrassen hoch über dem heutigen Wasserstand zurückgelassen haben.

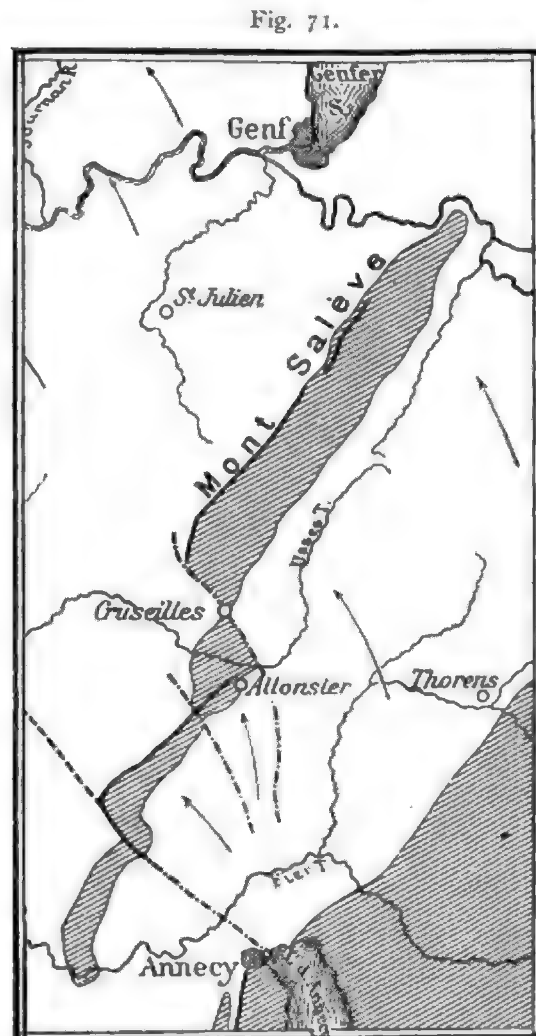
Wie die Vorgänge bei der Bildung dieser ungeheuren Spalten waren, wissen wir im einzelnen nicht. Aber im großen Ganzen hat E. Suess ohne Frage Recht, wenn er als Ursache horizontale Spannungen in der Erdkruste annimmt, einen Zug, dessen Richtung senkrecht auf der Richtung der Spalten stand. Die Spannung wurde durch das Aufreißen der Spalten ausgelöst. Beim Aufreißen wurden die Ränder oder Lippen der Spalten gleichsam wulstförmig emporgetrieben. Von ihnen brachen rechts und links Massen ab, die bald als mehrfach geborstene, bald als zusammenhängende leistenförmige Schollen in die Gräben stürzten. Aus den Spalten heraus aber quollen mächtige vulkanische Ergüsse.

Krustenbewegungen in Faltenländern. Während wir abgesunkene Krustenteile und desgleichen gehobene Schollen von ganz verschiedener Gestalt, bald von länglicher, bald von mehr rundlicher, kennen, herrscht bei den Faltengebieten durchaus die Längserstreckung vor. Eine deutliche Längserstreckung hat das Faltengebiet der Alpen, desgleichen das der Karpaten, der Appalachien u. s. w. Die Runzelung ergreift immer längliche und in der Regel nicht geradlinige, sondern leicht geschwungene Streifen der Erdkruste. Die Bewegungen, die dabei auftreten, sind komplizierter als in den Schollenländern. Kein Wunder daher, dass die Diskussion über die Entstehung der Faltengebiete besonders lebhaft geführt wird.

Wir erwähnten schon, dass die Falten der Faltenländer durch tangentiale und nicht durch vertikale Kräfte entstanden sind. Das ist allerdings erst ein Ergebnis der letzten Jahrzehnte und noch gar nicht weit zurück liegt die Zeit, wo man sich die Faltengebirge durch eine Hebung von unten gebildet dachte. Nach dem Vorgang von Alexander von Humboldt, Leopold von Buch, Elie de Beaumont u. A. glaubte man in den mächtigen Massen plutonischer Gesteine (heute Tiefengesteine genannt), den sogenannten Centralmassiven, die in vielen Faltengebirgen, so vor allem in den Alpen, auftreten, die Ursache der Erhebung der Gebirge sehen zu müssen. Diese Gesteine sollten bei ihrem durch vulkanische Kräfte bewirkten Emporsteigen einen gewaltigen Druck nach oben und gleichzeitig bei ihrem Durchbruch einen Seitendruck ausgeübt haben, durch den die auf- und anlagernden Schichten bis auf

größere Entfernung von der Axe des Gebirges hin gehoben und gefaltet worden seien. Die genaue Untersuchung der Tektonik der Faltengebirge hat jedoch die Haltlosigkeit dieser Hypothese dargethan. Die Centralmassive haben sich der Gebirgsfaltung gegenüber vollkommen passiv verhalten. Die Tiefengesteine, die sie zusammensetzen, sind selbst gefaltet, wie die sie umgebenden Sedimente; auch die weitgehende Dynamometamorphose, die sie dabei erlitten haben, indem sie z. T. schieferig wurden, zeigt das. Dass keine Hebung von unten, sondern ein tangentialer senkrecht auf der Richtung der Falte stehender Schub die Falten schuf, lehrt schon das häufige Auftreten von Überschiebungen und von Blattverschiebungen in den Faltengebieten. Erstere streichen regelmäßig parallel dem Streichen der Falte, letztere dagegen senkrecht zum Streichen der Falten. Sie können nicht anders als durch horizontale Kräfte entstanden sein. Figur 71 zeigt uns die Anordnung solcher Blattverschiebungen und Überschiebungen im Jura bei Genf. Die sonst einheitliche Falte des Mont Salève ist durch mehrere Blätter zerstückelt und so verschoben worden, dass das nördlichste Stück am meisten nach NW vorspringt. Außerdem zeigen sich am Nordwestsaum Aufschiebungen (Wechsel), in der Figur durch starke Linien dargestellt.

Fig. 71.

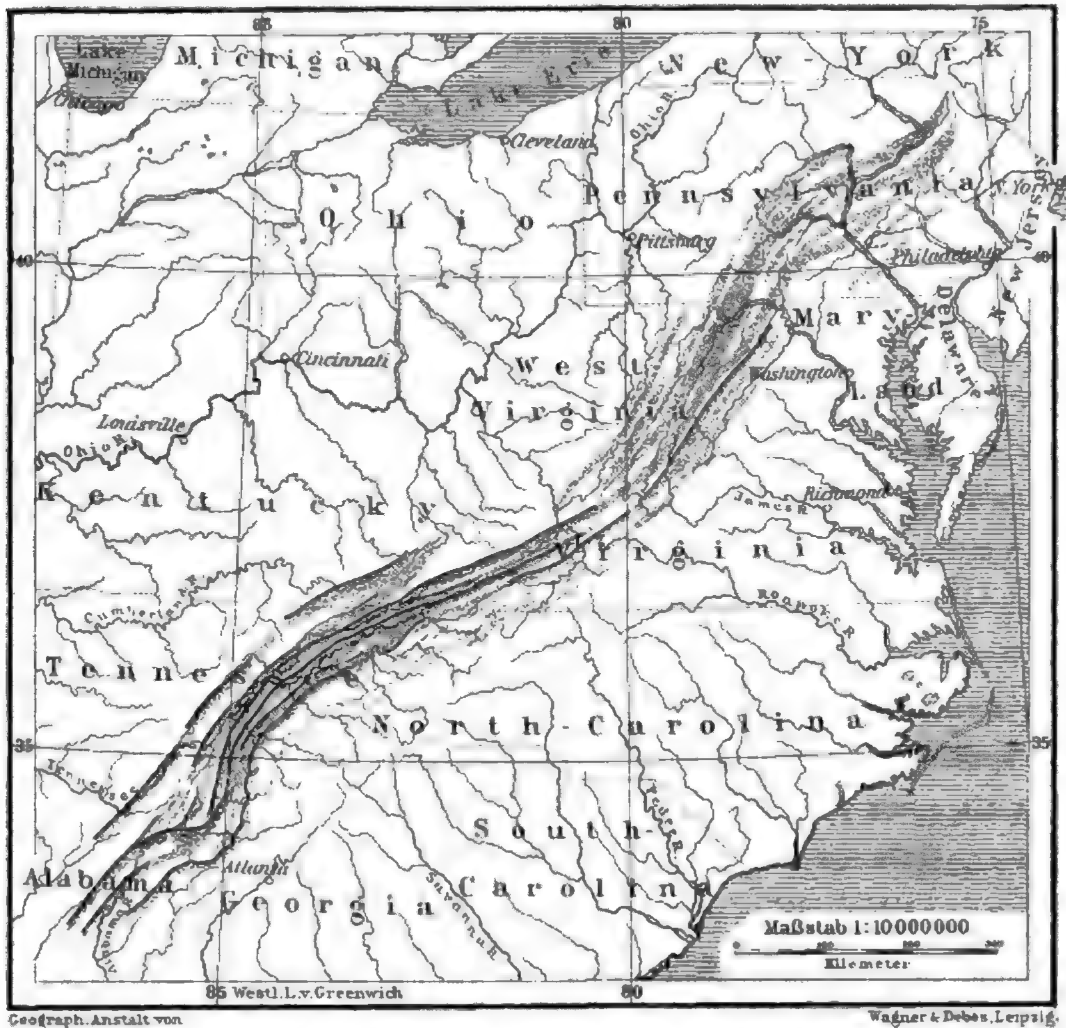


Die Blattverschiebungen und Überschiebungen in der Kette des Mont Salève bei Genf (n. Schardt.) (Aus Neumayrs Erdgeschichte.)

Überaus wechselnd ist die Intensität der Faltung. In manchen Faltengebieten wie z. B. im Jura Frankreichs und der Schweiz und z. T. in den Appalachien sind die Schichten nur in verhältnismäßig flache Wellen gelegt, die regelmäßig und einander kaum störend dahin ziehen. In andern Gebieten drängen sich die Falten; sie überstürzen sich, sind oft zerrissen und in Überschiebungen umgestaltet. Wie Schuppen liegen die einzelnen Schollen auf einander. Wieder an anderen Stellen z. B. am Gstellihorn im Berner Oberland (Baltzer) und am Urner See (Heim) sind die Schichten förmlich in einander geknetet, als wären sie nicht fester Fels, sondern teigartige Massen. Dabei sind sie durch

den Druck gewaltig verändert, klastische Gesteine z. B. krystallinisch geworden und massige Gesteine schieferig. Beispiele hierfür zeigen die Alpen. Sehr oft wechselt in demselben Gebirge die Intensität der Faltung. So unterscheidet Willis in den Appalachien (Fig. 72) ein Gebiet mit offenen Falten, deren Schenkel nur stumpfe Winkel bilden, im mittleren und westlichen Pennsylvanien und in West-Virginia; ferner ein Gebiet mit geschlossenen Falten, wo die Schenkel meist unter spitzem Winkel

Fig. 72.



Generalisierte Karte der Faltenzüge der Appalachien (nach Willis).
Der Südostabhang der ergänzt gedachten Antiklinalen ist durch Punktierung schattiert. Die schwarzen Linien markieren Überschiebungen.

zusammenstoßen, in den östlichen Appalachien nordwärts von 36° Breite; eines mit Falten und Überschiebungen in Tennessee und Alabama und endlich eines mit starker Schieferung als Folge des Gebirgsdruckes in Georgia und Carolina. In manchen Gegenden, z. B. im belgischen Kohlenrevier, nehmen die Überschiebungen und Aufschiebungen in einer Weise überhand, dass man eigentlich nur ein Haufwerk großer und kleiner

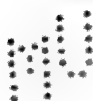
Schollen vor sich hat, die in der mannigfachsten Weise in einander gekeilt sind, etwa so wie vom Sturm aufeinander getürmte Eisschollen.

Mehrfach sind Versuche gemacht worden, den Betrag des Zusammenschubs zu schätzen, indem man die gefalteten Schichten wieder ausgeglättet dachte. Nach Heim bildeten die Schichten des Schweizer Jura bei Genf vor der Faltung eine Zone von 22 *km* Breite, heute nach der Faltung eine von 16.8 *km* Breite; der Zusammenschub beträgt also 25%, im östlichen Jura sogar 50%.*) Auch für die Nord- und Centralalpen der Schweiz fand Heim einen Zusammenschub von nahezu 50%. In den südlichen Alpen ist die Faltung schwächer, so dass man nach dem unten wiedergegebenen Profil von R. Zeller (Fig. 75) für die gesamten Schweizer Alpen nur einen Zusammenschub von 27% erhält.

Wie tief die Faltung in die Erdkruste eindringt, wissen wir nicht; jedenfalls aber dürfte die Mächtigkeit der gefalteten Erdkruste im Vergleich zum Durchmesser der Erde sehr gering sein. Man kann dies aus der Struktur von Nordwestschottland entnehmen, die durch Peach und Horne näher erforscht worden ist. Hier findet sich unter den gefalteten Schichten der schottischen Hochlande eine wenig gestörte Unterlage, von ihnen durch gewaltige Überschiebungen getrennt.

Eigentümlich mutet es uns an, wenn wir Gesteine in Falten, und sogar in kleine überaus komplizierte Fältelungen gelegt finden; denn Faltungen setzen einen gewissen Grad von Plasticität voraus, wie wir ihn dem starren Gestein nicht zutrauen möchten. Absolut starre Massen lassen sich nicht falten, sondern nur zerbrechen. Eine genaue Beobachtung zeigt nun freilich, dass in vielen Fällen in der That bei der Faltung eine Zertrümmerung des Gesteins erfolgte; nur der Umstand, dass es allseitig umschlossen war, hinderte es daran in ein Haufwerk zu zerfallen. Nach der Faltung trat dann aber wieder eine Verfestigung ein; die kleinen Spalten füllten sich mit Mineralien, besonders oft mit Kalkspat aus. So haben die Gesteine die Eigenschaft, sich durch Zerbrechen und nachträgliches Festwerden unter Druck verschiedenen Formen anzupassen (Plasticität mit Bruch). In manchen Fällen ist aber, wie besonders Heim betont hat, im gefalteten Gestein von solchen groben Zerteilungen nichts zu sehen, so dass man in der That dazu geführt wird, eine (wenigstens makroskopisch) bruchlose Faltung anzunehmen, wobei direkt die einzelnen kleinsten Teile gegeneinander verschoben werden. Heim nennt Gesteine in demjenigen Zustand, in dem sie ohne Bruch gefaltet werden können, latentplastisch; latentplastische Gesteine dürfen wir nur in größeren Tiefen der Erdkruste annehmen, wo ein gewaltiger Druck und gleichzeitig hohe Temperatur herrscht.**)

Faltungen der Erdkruste haben sich zu den verschiedensten Zeiten und an den verschiedensten Orten ereignet. In Europa (Fig. 73) fand eine Faltung schon in vordevonischer Zeit statt; es entstand durch Faltung



*) Für den mittlern (Berner) Jura fand L. Rollier jüngst 15%.

**) Über die Dynamometamorphose der Gesteine durch Gebirgsdruck sprachen wir schon S. 23.

der Silurschichten und ihrer Unterlage im Nordwesten des heutigen Erdteils das kaledonische Gebirge, wie es Suess genannt hat. Es wurde später ganz abgetragen.*) Am Schluss der Karbonzeit bildete sich dann in Mitteleuropa durch eine erneute Faltung das armorikanische und variskische Gebirge, dessen Südrand etwa durch die Lage des heutigen Rhonelängsthals in der Schweiz sowie des Oberreussthales markiert wird. Endlich fand in der Tertiärzeit, insbesondere am Schluss der

Fig. 73.



Tektonische Karte von Europa (nach Suess).
Die Gebiete, wo die gefalteten Schichten zu Tage liegen, sind dicht schraffiert bezw. punktiert.

Miocänepoche, wieder eine gewaltige Faltung statt, die die großen Kettengebirge der Gegenwart, Alpen, Appenin, Karpaten etc. schuf. Die Faltengebiete verschiedenen Alters greifen z. T. übereinander. So ist in der ganzen Schweiz nördlich der Reuss-Rhonelinie das am Schluss der Karbonzeit gefaltete Gebiet auch von der tertiären Faltung ergriffen

*) Nur in Schottland und in Skandinavien haben sich Reste des Sockels dieses alten Gebirges erhalten.

worden. Von einer Faltung ganz verschont ist in Europa seit Beginn der paläozoischen Ära nur das weite Gebiet von Russland. Aber in vorpaläozoischer Zeit fand auch hier eine Faltung statt, die älteste, die wir in Europa kennen: die archäischen Gneise sind überall, wo sie auftreten, in Falten gelegt; diskordant liegen auf ihnen die paläozoischen Schichten. Das gilt auch vom Gneisgebiet der Hebriden, nordwestlich vom kaledonischen Gebirge.

Auch in den anderen Erdteilen haben sich zu verschiedenen Zeiten und an verschiedenen Orten Faltungsprozesse abgespielt. Doch hat es den Anschein, als wenn in gewissen Perioden auf der Erde die Kruste eine größere Beweglichkeit gehabt habe, in anderen eine geringere. So waren die Steinkohlenperiode und die Tertiärperiode in vielen Gegenden der Erde durch besonders lebhafte Gebirgsbildung ausgezeichnet. Manche Gebirge sind ebenso jung oder gar jünger als die Alpen, so der Himalaya, dessen Bildung erst nach Schluss der Pliocänzeit vollendet war, ist doch das gesamte Pliocän in die Bewegung der Schichten mit einbezogen worden, während in den Alpen das Pliocän ungestört liegt.

Alle diese Faltungsprozesse vollzogen sich innerhalb längerer Zeiträume, wie eine genaue Verfolgung der Lagerung verschiedenaltriger Sedimente zeigt. Die Faltung der Westalpen z. B. begann schon in der Eocänzeit und dauerte die ganze Oligocänzeit und Miocänzeit hindurch, um am Schluss der Miocänzeit ihre größte Stärke zu erreichen. Auch die Faltung des Himalaya erstreckte sich über einen erheblichen Teil der Tertiärperiode. Das ist sehr wesentlich: die Falten entstehen allmählich, nicht auf einen Ruck. Zu dem gleichen Schluss zwingt auch die mehrfach gemachte Beobachtung, dass größere Flüsse sich emporwölbende Falten während ihrer Bildung zu durchschneiden vermögen; bei einer plötzlichen Erhebung wäre das nicht möglich.*)

Wie die Faltung im einzelnen sich vollzieht, ist noch überaus dunkel. Erst eine sehr eingehende Kenntnis der Tektonik der Faltengebiete wird hier Aufklärung bringen. Wie weit wir heute noch davon entfernt sind, zeigt am besten die Thatsache, dass sogar über die großen Züge des am eingehendsten untersuchten Faltengebirges, der Alpen, noch weitgehende Meinungsverschiedenheiten bestehen. Eine lebhafte Diskussion knüpft sich an die Frage, ob der Schub, der die Falten in den Faltengebirgen aufstaute, von einer Seite kam, so dass also die Schichten von einer Seite her gegen ein stauendes Hindernis herangeschoben wurden, oder aber von zwei Seiten. In diesem Fall wären die Falten gleichsam an die centrale Partie des gefalteten Gebietes von beiden Seiten her herangestaut worden. Suess hat die erste Anschauung in ihren äußersten Konsequenzen ausgebaut und vertritt sie für alle Faltengebirge. Er geht dabei von der Asymmetrie aus, die sich im Bau der Faltengebirge

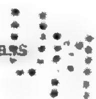
*) Siehe den Abschnitt über Flusswirkungen. Der gleiche Vorgang lehrt, dass auch Schollenbewegungen sich langsam vollziehen.

zeigt. Eine Reihe von Kennzeichen werden für diese Asymmetrie aufgeführt. Bei zahlreichen durch Faltung entstandenen Gebirgen fällt ihr bogenförmiger Verlauf auf; einen prachtvoll geschwungenen Bogen beschreibt der Himalaya, einen nicht minder schönen die Karpaten, die Alpen, der Appenin u. s. w. Überall haben wir hier eine konvexe Außenseite und eine konkave Innenseite des Bogens. Hand in Hand mit dieser Bogenform geht, wie schon 1860 v. Richthofen erkannte, eine ungleichmäßige Ausbildung der beiden Seiten: auf der äußern Seite des Bogens treten regelmäßige, oft stark zusammengedrängte junge Falten auf, auf der Innenseite zeigen sich dagegen unregelmäßige Einbrüche großer Gebirgsteile und als ihre Begleiter oft vulkanische Ergüsse. Als ferneres Merkmal der Asymmetrie nennt Suess, dass die Falten nach der Außenseite des Gebirges hin überliegen. In der gleichen Stellung befinden sich auch die Überschiebungen; in vielen Fällen ist der ganze Außensaum des Faltengebietes auf das Vorland hinaufgeschoben (überschobene Außenränder). Als überaus wichtiges Merkmal der Asymmetrie zeigt sich endlich oft eine asymmetrische Verteilung der Gesteinszonen in den Faltengebirgen.

Alle diese Merkmale lassen sich deutlich an den Alpen erkennen (Fig. 74 und 75). Ausgezeichnet ist zunächst in den Westalpen (westlich der Rhein-Splügenlinie) der Gegensatz ausgebildet zwischen der Sedimentzone im Norden und Westen (den Kalkalpen) und der breiten Zone krystallinischer Gesteine, die in Centralmassen angeordnet bis unmittelbar an den Südfuß, beziehungsweise Ostfuß des Gebirges herantreten.*) Dieser Gegensatz führt sich darauf zurück, dass die innere Zone weit höher emporgehoben ist als die äußere, so dass die Abtragung hier Schichten bloßlegen konnte, die in den Kalkalpen tief unter der Erdoberfläche liegen. Dann aber zeigt sich vor allem auch ein tektonischer Gegensatz: Die Schichten am Nordsaum, also an der Außenseite, sind in zahllosen Falten förmlich zerknittert; die Falten liegen nach Norden über und überwältigen gleichsam die vor ihnen liegenden Falten, die sich gegen das Vorland hin allmählich ausflächen. Die Innenseite wird dagegen von wenigen flachen Falten mit großen Brüchen gebildet.

Wenngleich vereinzelte Stimmen sich auch heute noch gegen die Asymmetrie der Faltengebirge aussprechen und gerade für Teile der Alpen, so für die Ostalpen (Bittner) und auch bis zu einem gewissen Grad für die französischen Alpen (Bertrand) die Symmetrie verfochten wird, so muss doch in der That für die Alpen als Ganzes sowie für viele andere jugendliche Faltengebirge die Asymmetrie anerkannt werden. Allein sie ist eben doch kein Gesetz, sondern nur die Regel, von der es viele Ausnahmen giebt. Es sind auch Faltengebirge vorhanden, die einen vollkommen geradlinigen Verlauf besitzen und symmetrisch gebaut

*) In den Ostalpen zeigt sich allerdings auch eine breite Sedimentzone im Süden, so dass hier dieses Merkmal der Asymmetrie versagt.



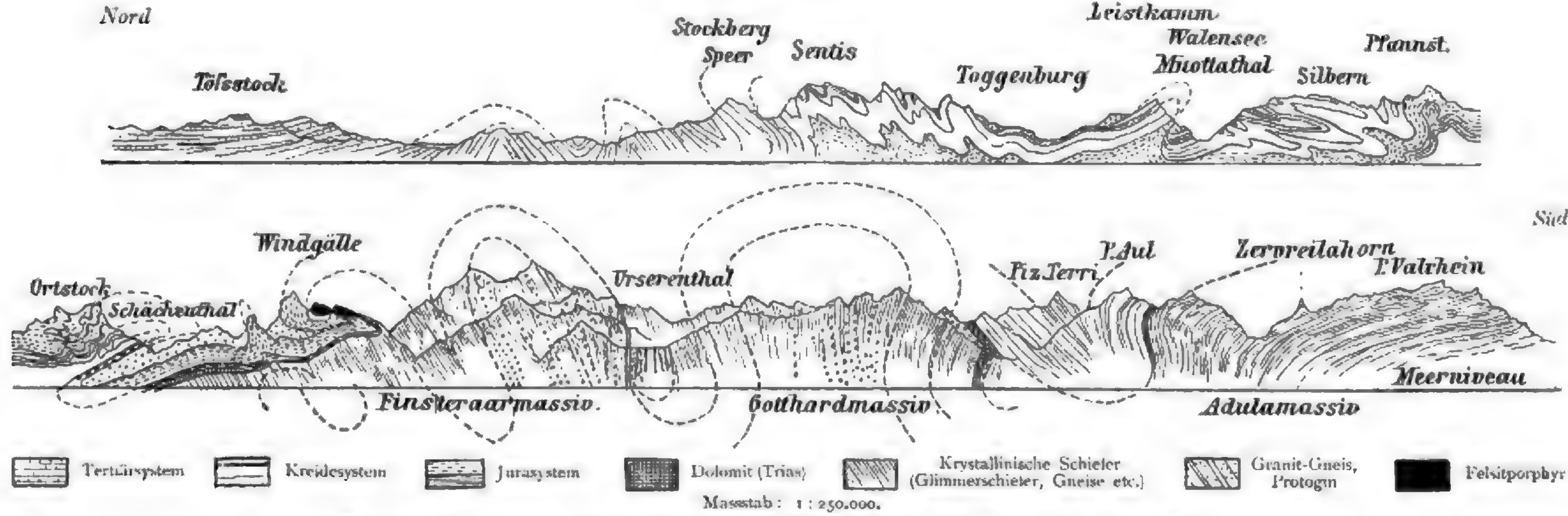


Fig. 74. Kombiniertes Querprofil durch den Nordabfall der Schweizer Alpen (nach Heim).

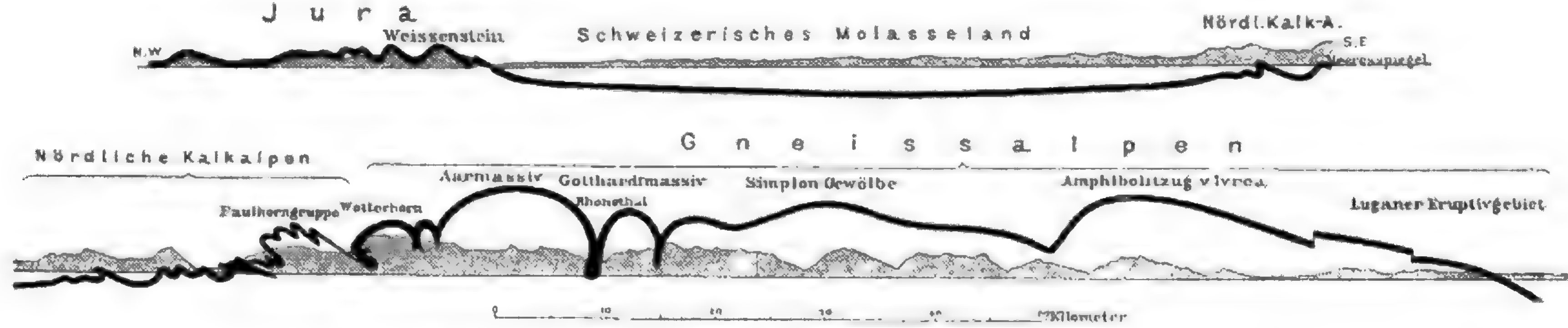


Fig. 75. Schema der Faltung des Schweizer Jura und der Schweizer Alpen.

Oben: Faltung des Jura nach L. Rollier; unten Faltung der Alpen nach H. R. Zeller. Die schwarze Linie entspricht der Lage des obern Jura (Malm); sie ist oberhalb des heutigen, in der Figur schraffierten Gebirgsprofils hypothetisch.

sind wie die Pyrenäen; nördlich und südlich der Centralachse kehren hier die gleichen Gesteinszonen wieder.*) Bei anderen Gebirgen wie beim Jura fehlt der Gegensatz zwischen der eingebrochenen Innenseite und der gefalteten Außenseite. Das ganze Gebiet ist einheitlich in Falten gelegt und die Asymmetrie nur durch den bogenförmigen Verlauf und das Überliegen der Falten gekennzeichnet (Richthofens homöomorphe Faltengebirge, die er den heteromorphen d. i. asymmetrischen gegenüberstellt). Auch innerhalb desselben Gebirges sind nicht alle Merkmale der Asymmetrie überall gleichmäßig entwickelt. Besonders die im allgemeinen zutreffende Regel, dass die Falten nach der Außenseite hin überliegen, hat im einzelnen viele Ausnahmen. Das großartigste Beispiel solcher Ausnahmen bietet die berühmte, von Heim eingehend untersuchte Glarner Doppelfalte in der Schweiz; hier legt sich nicht nur von Süden, sondern auch von Norden her eine gewaltige liegende Falte über eine mächtige Mulde von Eocän; sie geht zum Teil in eine Überschiebung nach Süden über.

Aus der Asymmetrie der Faltengebirge leitet Suess ab, dass der Schub einseitig war, der die Falten aufstaute: Er war von der Innenseite gegen die Außenseite gerichtet.**) Darnach befanden sich z. B. die Schichten, die heute die südlichen Ketten der Alpen zusammensetzen (nach Zellers Profil, Fig. 75), ursprünglich 50 *km* weiter südlich. Durch einen von Süden her wirkenden Druck wurden sie nach Norden zusammengeschoben. Sie stauten sich hier an Krustenteilen, die zu starr waren, um in die Faltung einbezogen zu werden. Solche Pfeiler stellen nach Suess für die Alpen eine Reihe von alten Massen oder Massiven dar, die sich heute unmittelbar nördlich des Alpenbogens finden und dessen äusseren Verlauf bedingen, so die alte Masse von Centralfrankreich, die Granitmasse von Dôle, an der die Faltenwellen des Jura, der nur als Abzweigung der Alpen zu betrachten ist, gleichsam branden, so Schwarzwald und Vogesen, so endlich das böhmische Massiv. Suess hat bei allen Faltengebirgen, deren Bau einigermaßen bekannt ist, diese Erscheinung verfolgt und glaubt, den einseitigen Schub als Gesetz aussprechen zu dürfen. Diese Anschauung wird z. T. bekämpft. So leugnet Bittner auf Grund der tektonischen Verhältnisse jeden stauenden Einfluss der böhmischen Masse auf den Bau der Alpen; einzig die äußere Form des Alpenbogens zeige ihn. Andererseits lässt sich der Einfluss von Schwarzwald und Vogesen auf den Verlauf der Falten des Jura entschieden nicht in Abrede stellen. Er zeigt sich besonders auch darin, dass am Süd-

*) Allerdings ist die Nordseite viel stärker nach Norden als die Südseite nach Süden überschoben.

**) Auch Heim nimmt einen einseitigen Schub an, doch in erster Reihe nur der Bogenform der Gebirge wegen, während er mit Recht das Überliegen der Falten nicht durch die Richtung des Druckes, sondern durch die Lage des geringsten Widerstandes erklärt: die Falte liegt über in der Richtung der tiefern Vorlage. Daraus folgt, dass im allgemeinen, wie z. B. bei den Alpen, am Außensaum eines Gebirges in der That die Falten nach dem tiefer gelegenen Vorland sich neigen (vgl. Fig. 74 und 75).

ende der oberrheinischen Tiefebene zwischen Schwarzwald und Vogesen, wo die stauenden Massen fehlen, die Faltenwellen des Jura sich weiter nach Norden vordrängen als links und rechts (vgl. Fig. 76). Wir können daher den heutigen Stand der Frage wohl dahin präzisieren, dass für viele Gebirge ein einseitiger Schub gegen ein stauendes Hindernis überaus wahrscheinlich ist, während es bei andern, wie z. B. bei den Pyrenäen fehlt. In diesen Fällen dürfte in der That der bogenförmig verlaufende Rand des Faltenlandes nicht als eine Folge der Stauung, sondern lediglich als Grenze zwischen den gefalteten und den nicht gefalteten Krustenteilen zu betrachten sein, wie das die Gegner von Suess überall wollen. Warum die Grenze gerade dort sich ausgebildet hat, wo sie liegt, kann von den verschiedensten Ursachen bedingt gewesen sein.

Fig. 76.



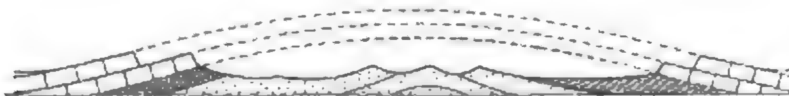
Anordnung der Falten des Schweizer Jura südlich der oberrheinischen Tiefebene (nach Steinmann).

Lebhaft ventiliert wird die Frage, ob Faltungen der Kruste selbständig oder nur als Folge von großen benachbarten Absenkungen auftreten. Suess vertritt die letztere Anschauung. Eine absinkende Scholle, so führt er aus, ist der Kugelgestalt der Erde wegen der Teil eines Kuppelgewölbes; um überhaupt absinken so können, muss sie wie ein Keil die benachbarten Krustenteile auseinandertreiben. Da diese nur nach oben hin ausweichen können, so legen sie sich in Falten. Nach Suess ist das Absinken also primär, die Faltung dagegen nur sekundär. Andere z. B. de Lapparent erkennen dagegen die Faltung als selbstständige Krustenbewegung neben dem Absinken an. Vielleicht liegt auch hier die Wahrheit in der Mitte. Wir thun überhaupt gut, uns den Faltungsprozess nicht nach einem bestimmten Schema sich vollziehend zu denken. Er hängt im einzelnen durchaus von der Verteilung der

Widerstände in der zu faltenden Krustenpartie wie in ihrer Nachbarschaft ab und diese Verteilung ist gewiss von Fall zu Fall sehr verschieden.*)

Krustenbewegungen in Verbiegungsländern. Von der eigentlichen Faltung zu unterscheiden ist die Aufwölbung und Verbiegung der Erdkruste. Einer überaus flachen, aber ausgedehnten Aufwölbung von über 300 *km* Länge und 70 *km* Breite begegnen wir zu beiden Seiten der Straße von Dover; sie bildet in Südengland das Gebiet des Weald und in Frankreich die Schwelle von Artois.**) (Vgl. Fig. 77.) In viel großartigerer Weise treten Gebilde dieser Art in den Vereinigten Staaten auf. Hier stellen die Black Hills in Süddakota eine im wesentlichen unzerbrochene beulenförmige Auftreibung der Erdkruste von 140 *km* Länge und 60 *km* Breite und von mehreren tausend Metern Höhe dar. Nach allen Richtungen hin fallen die Schichten, von den paläozoischen bis zu den Kreideschichten, von dem mächtigen Kern von Granit und krystallinischen Schiefern ab. Eine ähnliche Aufwölbung zeigt nach Dutton das Zuñiplateau in Colorado. Auch das Uintagebirge im Coloradogebiet darf hierher gerechnet werden, obwohl sich hier schon Verwerfungen und vor allem Ansätze zu Faltung zeigen; es leitet daher zu den echten Faltengebirgen über.***)

Fig. 77.



Aufwölbung im englischen Weald (sehr stark überhöht).

Die Entstehung dieser Aufwölbungen ist dunkel. Nach Suess bildeten sie sich z. T. dadurch, dass die Umgebung absank, ohne dass der Zusammenhang der Schichten gestört worden wäre. Es wären also gleichsam Horste, die allseitig von Flexuren umgeben sind, statt von Bruchlinien. Die Amerikaner nehmen dagegen für die Aufwölbungen wie auch für die nur überaus schwach gefalteten Gebiete des Westens der Vereinigten Staaten, wie das Felsengebirge, eine echte Hebung an, veranlasst durch große Intrusionen analog den Lakkolithen oder durch ein Anschwellen des Magmas in der Tiefe (Intumescenz), während sie die Appalachien als ein durch horizontalen Schub entstandenes Gebirge

*) Seit James Hall (1812) sind oft Versuche gemacht worden, den Faltungsproceß im Laboratorium im kleinen nachzuahmen. Wenn auch diese Versuche zur Veranschaulichung treffliche Dienste leisten, so muss man doch im Übertragen der Resultate auf die Verhältnisse der Faltengebiete vorsichtig sein; denn dem Laboratoriumsversuch fehlt der Faktor Zeit und es fehlen die ungeheuren bewegten Massen.

**) Über die Aufwölbung, die Schweden in der Gegenwart erfährt, sprachen wir schon S. 144.

***) Als Aufwölbungen können vielleicht auch die alten Massive, wie Böhmen und das französische Centralmassiv betrachtet werden. Es wären Gebiete, die durch lange Perioden in Hebung begriffen sind.

betrachten. Andere Aufwölbungen sind vielleicht über ihre erste Anlage nicht hinausgekommene durch horizontalen Druck erzeugte Falten.

Die Verteilung von Faltenland, Schollenland und Verbiegungsland ist nicht überall beständig, sondern wechselt mehrfach mit der Zeit. Trefflich hat das Suess für Europa gezeigt. Dass hier verschiedene Gegenden zu verschiedenen Zeiten von Faltung ergriffen worden sind, schilderten wir schon oben. Ganz Europa nördlich der Alpen war einst Faltenland. Heute ist dagegen das tektonische Motiv hier die Verwerfung. Zahllose Brüche haben den übrig gebliebenen Sockel der alten Gebirge, sowie die auf dem Sockel nachträglich zur Ablagerung gekommenen Sedimente zerstückelt und an diesen Brüchen haben sich die Schollen gegen einander verschoben. Die Horste Nordwest- und Mitteleuropas sind Teile des Rumpfes jener alten Gebirge (Rumpfhorste). Sie sind auf der tektonischen Karte von Europa (Fig. 73) trefflich zu erkennen, da sie sich schon äußerlich durch das Auftreten alter Gesteine markieren.*) Heute erfährt ein Teil dieses Gebietes (Skandinavien) eine Verbiegung.

Transgressionen. Wir können den Abschnitt von den Krustenbewegungen nicht verlassen, ohne, wenn auch nur ganz kurz, auf eine zuerst von Suess in ihrer großen Bedeutung erkannte, aber noch sehr dunkle Erscheinung, die uns mehrfach in der geologischen Vergangenheit entgegentritt, einzugehen — auf die Transgressionen. Die geologische Geschichte der Erde lehrt, dass von Zeit zu Zeit das Meer gewaltig über seine Grenzen greift und Gebiete, die früher Festland waren, überschwemmt. Die Schichten, die es absetzt, zeigen eine weit größere Verbreitung, als die ihnen im Alter unmittelbar vorhergehenden — sie liegen transgredierend auf den ältern. Die paläozoische Ära weist einige solcher Perioden der Transgressionen auf, zwischen die sich Zeiten mit geringerer Ausdehnung des Meeres einschalten. Besonders in der mesozoischen Ära traten dann ganz gewaltige Transgressionen auf, so vor allem in der oberen Kreide vom Cenoman aufwärts.**) Auch die Tertiärzeit zeigt Transgressionen. Überaus merkwürdig ist die große Verbreitung dieser Transgressionen; besonders die cenomane Transgression tritt auf der ganzen Erde auf. Diese Allgemeinheit veranlasste Suess den Gedanken an Krustenbewegungen, an ein aktives Untertauchen des Landes von der Hand zu weisen. Er nimmt als Ursache der Transgressionen Bewegungen des Meeresspiegels an. Allein es lassen sich doch seiner Erklärung z. T. dieselben Bedenken entgegenstellen, die wir oben gegen die Suess'sche Erklärung der recenten Strandverschiebungen aufführten. Wie die heute sich vollziehenden Strandverschiebungen hauptsächlich der Ausdruck von Krustenbewegungen sind, so dürften auch die alten Transgressionen als das Resultat von echten Krustenbewegungen aufzufassen sein, die zu den großartigsten gehören, die die Erde kennt.

*) In der Karte durch eine Verdichtung der Signaturen gekennzeichnet.

**) Vgl. oben S. 76.

Theorie der Krustenbewegungen. Wir haben uns in der obigen Darlegung möglichst auf die Schilderung der Erscheinungen beschränkt, die der Beobachtung direkt zugänglich sind; allerdings konnten wir nicht umhin, mehrfach auf die Deutung einzugehen, die jenen gegeben wird. Doch haben wir nur gelegentlich die Frage nach den Ursachen der Krustenbewegungen gestreift. Ihr wollen wir uns nunmehr etwas eingehender zuwenden.

Eine in jeder Beziehung befriedigende Theorie der Krustenbewegungen müsste die Senkungen, die Hebungen, die Faltungen, die Verbiegungen, die Stauungen und die Zerreißungen der Erdkruste und womöglich auch die vulkanischen Erscheinungen erklären; sie müsste gleichzeitig Rücksicht auf die mehrfach durch die Schweremessungen festgestellte Thatsache nehmen, dass die Massen der Gebirgssockel weniger dicht sind, als die Massen der benachbarten Flachländer und die Massen der Kontinente weniger dicht als die Massen, die den Boden der Oceane zusammensetzen.*) Eine solche in jeder Hinsicht befriedigende Theorie fehlt heute noch. Wir haben es bis heute eigentlich nur mit vagen Hypothesen zu thun.

Die meisten Anhänger zählt berechtigter Weise die Kontraktionstheorie, die alle Erscheinungen als die Folge eines Schrumpfungsprozesses der Erde auffasst. Wir haben sie schon oben Seite 102 erwähnt. Sie ist besonders von J. D. Dana ausgebaut worden; in neuerer Zeit haben Heim und Suess durch ihre epochemachenden tektonischen Untersuchungen viel zu ihrer Verbreitung beigetragen. Die Theorie geht von der Thatsache des glühendheißen Erdinnern aus. Dieses verliert durch Ausstrahlung Wärme in den Weltenraum und schrumpft dadurch zusammen. Die Erdkruste spielt dabei nur die Rolle eines Leiters und ändert selbst ihren Wärmezustand nicht. Weil sie an der Abkühlung nicht mehr Teil nimmt, wird sie zu groß für den schwindenden Erdkern. Sie würde sich vom Erdkern abheben, wenn nicht die Schwerkraft sie immer an den Kern anpressen würde. Sie sinkt daher dem schwindenden Erdkern nach; allein das geht nicht ohne weiteres, weil die Kruste durch ihre Wölbung gleichsam sich selbst trägt; daher steht jede Scholle unter einem starken seitlichen Druck, der umso größer ist, je stärker der Zug abwärts ist. Wo es einer Scholle gelingt, das Gewölbe auseinanderzutreiben und sich Platz zu schaffen, da bricht sie zur Tiefe. An anderen Stellen runzelt sich die Kruste unter dem Einflusse des ungeheuren Seitendrucks, sie legt sich in Falten. So bilden sich die Senkungsfelder und die Faltengebiete aus. Ob dabei die Senkungen primär und die Faltungen nur sekundär als Folge der Senkungen auftreten, oder beide Erscheinungen unabhängig von einander verlaufen, bleibt dahingestellt. Als Begleiterscheinungen können Aufwärtsbewegungen von Massen erfolgen. Für den Faltungsprozess wird das allseitig zugestanden,

*) Vgl. Abt. I, S. 58.

während Suess von der Faltung unabhängige Aufwärtsbewegungen für ausgeschlossen hält.*)

Dass wirklich ein Schrumpfungsprocess der Erde, also eine allmähliche Verkürzung des Erdradius**) stattfindet, kann wohl nicht in Abrede gestellt werden; zwar leugnen verschiedene Geophysiker wie Mellard Reade, O. Fisher und Reyer, dass er so große Krustenbewegungen nach sich ziehen könne, wie wir sie beobachten. Doch dürften die gemachten Einwürfe bei Annahme eines gasförmigen Erdinnern schwinden. Schwerer wiegt, dass die Kontraktionstheorie einige wichtige Thatsachen unerklärt lässt. Die ausgedehnten Hebungen und Kontinentalbewegungen bereiten der Theorie Schwierigkeit; auch die Verteilung der Dichte der Gesteine unter Gebirgen und Kontinenten und unter dem Meer bleibt dunkel.

Gerade einige der Thatsachen, die sich nicht ohne weiteres durch die Kontraktionstheorie erklären lassen, werden durch eine in der letzten Zeit viel diskutierte Theorie, die Gleichgewichtstheorie oder isostatische Theorie erklärt. Sie wird in verschiedenen Varianten vorgetragen; O. Fisher und Dutton vertreten sie, wenn auch in etwas abweichender Form. Dutton führt aus, dass die Erdoberfläche unter dem Einflusse der Schwerkraft annähernd einer Gleichgewichtslage entsprechen müsse, damit Ruhe herrscht. Wäre die Erde homogen, so würde die Sphäroidfläche dieser Bedingung genügen. Da sie aber nicht homogen ist, sondern aus leichtern und schwerern Massen besteht, so muss, damit der Gleichgewichtsbedingung, der Isostasie, Genüge geleistet ist, den leichtern Massen eine Erhebung, den schwerern eine Vertiefung der Erdoberfläche entsprechen. In der That haben die modernen Schweremessungen einen solchen Schwereunterschied zwischen Kontinenten und Meeren und zwischen Tiefland und Hochland direkt nachgewiesen. Schwimmt die Erdkruste gleichsam auf dem schwerern Erdinnern, so taucht sie dabei verschieden tief in die Massen des Erdinnern ein, wo sie leichter ist, wie im Bereich der Kontinente weniger tief, wo sie schwerer ist, wie im Bereich der Meere, tiefer. Das Erdinnere braucht dabei gar nicht flüssig zu sein, wenn es nur plastich genug ist, um der nach einer Gleichgewichtslage strebenden Erdkruste ausweichen zu können. Eine solche Plasticität muss man aber dem Erdinnern jedenfalls zuerkennen. Jede Änderung der Massenverteilung muss nun offenbar dieses Gleichgewicht stören. Da die Kontinente und vor allem die Gebirge der Abtragung unterliegen, so findet hier Entlastung statt. Das abgetragene

---

*) Suess' Anschauung lässt sich kurz in die Worte kleiden: Es giebt in der festen Erdkruste nur Einsenkung sowie Zusammenschub durch seitlichen Druck, aber keine Hebung. Vulkane und Erdbeben begleiten diese Krustenbewegungen. Alle zusammen sind die Folge der Schrumpfung der Erde durch Abkühlung.

**) Man hat sie aus den Faltungen und Senkungen zu berechnen gesucht. Heim fand z. B., dass zur Stauung der im Meridian der Alpen gelegenen Faltengebirge der Erdradius sich um 0·9% verkürzen musste.

Material wird im benachbarten Meer wieder abgesetzt; eine Zunahme der Belastung des Meeresbodens, besonders in der Nähe der Küste, ist die Folge. Diese Veränderung in der Belastung erzeugt Spannungen, die schließlich so groß werden, dass sie sich durch eine Krustenbewegung ausgleichen; es tritt im Gebiet der Abtragung eine Hebung, im Gebiet der Anhäufung eine Senkung ein. Dabei stellt sich nach Dutton's Ansicht außerdem noch ein Seitendruck ein, der die Schichten am Rande des Senkungsfeldes gegen das Land drängen und in Falten legen soll. So sollen die Faltengebirge gerade am Gestade und diesem parallel inmitten der mächtigen Sedimente entstehen, die sich regelmäßig hier finden. Damit erklärte sich die Erscheinung, dass sich so viele Faltengebirge durch eine große Mächtigkeit der Sedimente auszeichnen.

In der That hat die Gleichgewichtstheorie manches für sich. Vor allem die Hebungen sind nach ihr leicht verständlich: Das Streben nach Isostasie oder anders ausgedrückt der Auftrieb des Erdinnern, auf dem die Kruste gleichsam schwimmt, ist der Urquell dieser Bewegungen. Aber doch bleibt sehr vieles unerklärt, z. B. die Faltungen — denn Duttons Erklärung ist doch wohl nicht recht annehmbar — sodass die Kontraktionstheorie durchaus noch den Vorzug verdient. Vielleicht aber darf man beide Theorien, die sich in manchem so gut ergänzen, vereinigen: die Annahme einer Erdkruste, die auf einem infolge von Abkühlung schrumpfenden Erdkern schwimmt und ihm nachsinkt, löst eine Reihe von Schwierigkeiten, die jede der Theorien allein nicht zu lösen vermag. Der ganze Vorgang der Krustenbewegungen wäre dann den Bewegungen des Eises in einem Teich vergleichbar, der ganz allmählich abgelassen wird, und dessen Oberfläche sich dabei in Folge der Böschung seiner Wandungen verkleinert. Die Eisdecke bricht in sich zusammen, bleibt jedoch dabei größtenteils auf dem Wasser schwimmen; die Schollen werden durch den aus der Verkleinerung der Oberfläche entspringenden Seitendruck z. T. aufeinander gestaut und schief gestellt. Wird eine Eisscholle von außen her schwerer belastet, so sinkt sie ein, wird sie entlastet, so taucht sie empor. Wenden wir das alles auf die Erdkruste an. Der Massendefekt, der unter allen großen erhabenen Formen der Erdkruste zu beobachten ist, würde sich, wie O. Fisher annimmt, auf eine lokale, vielleicht durch Stauungserscheinungen bewirkte Verdickung der Erdkruste zurückführen: die leichten Krustenteile tauchen hier tief in das Erdinnere ein und verdrängen dessen schwere Massen. Senkungen treten bald wegen des allgemeinen Schrumpfungsprozesses ein, bald wegen Überlastung mit Sedimenten. Hebungen erfolgen durch den Auftrieb, einerseits wo Abtragung stattfindet, die Scholle also von oben entlastet wird, dann aber auch, wo die Kruste einen Zusammenstau erfährt, der sich nach unten und nach oben äußert, da die gestauten Massen durch ihr Gewicht in ihre Unterlage isostatisch einsinken. Faltungen entstehen durch den aus der Kontraktion entspringenden Seitendruck. An Brüchen dringt Magma von unten empor, erreicht

die Oberfläche oder presst sich zwischen oder unter die Schichten ein und wölbt diese empor. Die großen Kontinentalbewegungen erscheinen als unbedeutende Lagenänderungen der schwimmenden Kruste. Die Senkung der Gebiete höherer Breiten in der Eiszeit wäre z. B. eine Folge der Belastung mit Eis und die nachfolgende Hebung eine Folge der Entlastung beim Schwinden des Eises. Kurz, es ergeben sich aus der Kombination der Gleichgewichtstheorie und der Kontraktionstheorie so überaus mannigfaltige Erscheinungen, dass diese kombinierte Theorie vielleicht zur Erklärung der beobachteten Krustenbewegungen ausreicht.

Von den zahllosen andern aufgestellten Hypothesen können wir hier nur die sogenannte thermische Hypothese erwähnen, die besonders von R. Mellard Reade ausgebaut worden ist; sie beschränkt sich auf die Erklärung der Bildung der Faltengebiete und knüpft, wie die isostatische Faltungshypothese von Dutton, an die große Mächtigkeit der in Faltengebieten beobachteten Sedimente an. Diese Ablagerungen sollen in trogähnlichen Wannen entstanden sein. Während sich Schicht auf Schicht häufte, erhitzten sich die untern infolge des Zuströmens der Wärme von unten; anders ausgedrückt: die geoisothermischen Flächen stiegen umso höher empor, je mächtiger die ganze Sedimentmasse wurde. Mit der Erwärmung Hand in Hand ging naturgemäß eine Ausdehnung; diese konnte sich nur nach oben hin geltend machen und so kam es zur Faltung der mächtigen Sedimente. Ganz abgesehen davon, dass der Betrag der Erwärmung schwerlich zur Erklärung so gewaltiger Faltungen genügen dürfte, wie wir sie beobachten, lässt sich gegen diese Hypothese, ebenso wie gegen Duttons isostatische Faltungstheorie, einwenden, dass es doch auch überaus mächtige Sedimente giebt, die keineswegs gefaltet sind (Coloradoplateau). Mit soviel Geist Mellard Reade auch seine Hypothese verfochten hat, so vermag sie doch in keiner Weise der Kontraktionstheorie den Rang abzulaufen.*)

Fortdauer der Krustenbewegungen. Schon das Auftreten der Strandverschiebungen und Erdbeben hat uns gelehrt, dass sich auch heute noch Krustenbewegungen vollziehen. Die gebirgsbildenden Kräfte sind keineswegs erloschen, ja, wir haben, da wir über die absolute Geschwindigkeit der Gebirgsbildung in der geologischen Vergangenheit so gut wie nichts wissen, nicht einmal das Recht, die Gegenwart für eine Zeit besonderer Ruhe zu halten. So kann es uns auch nicht Wunder nehmen, dass außer den schon besprochenen Hebungen und Senkungen der Küste im Innern des Landes postglaciale Dislokationen nachgewiesen worden sind. Gilbert und Russel fanden an den diluvialen Seeen im Großen Becken der Vereinigten Staaten große Verbiegungen der ursprünglich horizontalen alten Uferlinien; am Bonneville-See in Utah erreicht die Verbiegung den Betrag von 150 *m*. Auch regelrechte post-

*) Eine Modifikation dieser Hypothese stellte Reyer auf, indem er zur Aufstauung der Falten noch ein Abwärtsgleiten der Schichten annahm.

glaciale Verwerfungen sind hier festgestellt worden. In Deutschland glaubt von Koenen eine Reihe von postglacialen Verwerfungen nachweisen zu können. Allein wenn auch alle diese Krustenbewegungen geologisch gesprochen der Gegenwart angehören, so haben sie sich doch nicht vor unseren Augen vollzogen; wir konstatieren sie, wie wir eine tertiäre oder diluviale Krustenbewegung konstatieren. Heute noch vor sich gehende Krustenbewegungen fern vom Meer nachzuweisen ist nur in ganz wenigen, oben im Abschnitt über die Erdbeben aufgeführten Fällen gelungen, wo während des Bebens eine Verwerfung entstand. Langsame Verschiebungen sind dagegen nicht bekannt geworden. In manchen Gegenden, so in der Umgebung von Jena und im schweizerischen und französischen Jura wird zwar berichtet, dass heute von einem Punkt aus ferngelegene Kirchtürme, Bergspitzen und ähnliche Objekte sichtbar sind, die früher nicht sichtbar waren. Aber es ist voreilig, aus solchen Aussagen sofort auf Krustenbewegungen zu schließen. Eine Erniedrigung eines Berges kann auch einfach durch Abholzen des Waldes entstanden sein, hinter dem sich früher die neu aufgetauchten Objekte bargen. Auch lokale Senkungen, die mit echten Krustenbewegungen nichts zu thun haben, können eingetreten sein, besonders in gypsreichen Gegenden infolge von Auswaschungen, wie bei Jena. Solche Traditionen müssen von Fall zu Fall sorgfältig untersucht werden.

Zuverlässige Aufschlüsse über eingetretene Krustenbewegungen darf man von der Wiederholung der Präcisionsnivellements und der Triangulationen erwarten, wie sie heutzutage jeder Kulturstaat besitzt. Jene sind im stande, uns eingetretene vertikale Verschiebungen erkennen zu lassen, diese horizontale. Aber auch auf diesem Wege ist bis heute noch keine einzige Bodenbewegung nachgewiesen worden. Zwar hat Goulier aus einer Wiederholung des Präcisionsnivellements vom Mittelmeer zum Kanal auf eingetretene Verbiegungen der Kruste in Frankreich geschlossen und Heim aus dem Vergleich der alten und neuen schweizerichen Triangulation eine Annäherung zwischen Jura und Alpen um 1 *m* vertreten. Allein es hat sich gezeigt, dass diese Resultate der Wirklichkeit nicht entsprechen, sondern sich auf Fehler der alten Beobachtungen zurückführen. Nichtsdestoweniger wird der hier eingeschlagene Weg einst ganz gewiss zum Ziel führen.

Als Beweis für die Fortdauer der Krustenbewegungen muss das Auftreten von Spannungen in der Erde betrachtet werden. Neumayr schildert z. B., wie Gesteinstafeln, die in Steinbrüchen ausgebrochen wurden, sich ausdehnten, so dass sie nicht mehr in die Lücke passten, die sie früher ausgefüllt hatten. Sie müssen also unter einem starken seitlichen Druck gestanden haben. Bei Chicago wurde durch einen Steinbruch eine tief liegende Schicht bloßgelegt; gleich darauf wölbte sie sich auf einer Strecke von 250 *m* zu einer flachen, etwa 15 *cm* hohen Falte von $5\frac{1}{2}$ *m* Breite empor, die im Scheitel durch einen Längsbruch zerriss. Das sind Beweise für die Existenz von horizontalen

Spannungen in der Erdkruste, wie wir sie zur Entstehung der Falten annehmen müssen.

So spärlich alle diese direkten Beweise für die Fortdauer der Krustenbewegungen sind, so zahlreich sind die indirekten, die tektonischen Erdbeben. Auch die thätigen Vulkane in ihrer engen Abhängigkeit vom Bau der Erdrinde zeugen in dem gleichen Sinn. Wo Vulkane rauchen und die Erde erbebt, ist die Kruste nicht zur Ruhe gekommen. Suess hat uns ein ganz vorzügliches Beispiel tektonischer Vorgänge, die sich vor unseren Augen abspielen, in Unteritalien kennen gelehrt (vgl. Fig. 78). Hier findet sich das tyrrhenische Meer, das gegen Osten und Süden vom kalabrischen Festland und von Sicilien begrenzt wird. Es stellt sich als ein großes Senkungsfeld dar, in dessen Mitte die liparischen Inseln liegen. Kalabrien und der Nordrand von Sicilien werden von uralten Gesteinen zusammengesetzt, den Resten eines alten Gebirges, dessen nördlich gelegene Teile entlang von Bruchlinien, die den Umrissen des südlichen Teils des tyrrhenischen Meeres entsprechen, zur Tiefe gebrochen sind. In den erhaltenen Resten des Gebirges zeigen sich zahlreiche Brüche, die sich mehr oder minder kreisförmig um das Senkungsfeld anordnen. Die Bewegung ist auch heute noch nicht erloschen. Diese gewaltige Bruchzone war der Schauplatz des großen kalabrischen Bebens von 1783, dessen Centrum mehrfach auf einer bogenförmigen, die Konturen des Ufers wiederholenden Linie wanderte. Neben diesen peripherischen Beben treten sehr häufig auch radiale Beben auf, die sich an die radialen Bruchlinien knüpfen, welche deutlich in der Anordnung der Vulkane der Liparen im Centrum des Senkungsfeldes ausgesprochen sind. «Man hat sich also wohl vorzustellen, dass in einem durch die peripherische Linie von 1783 abgegrenzten Raum die Erdrinde schüsselförmig sich einsenkt, und dass dabei radiale Sprünge entstehen, welche gegen die Liparen konvergieren. Diese konvergierenden Linien sind in der Nähe dieses Centrums mit vulkanischen Ausbruchstellen besetzt. Jede

Fig. 78.

Der Kesselbruch der Liparen (nach Suess u. Neumayr).

Die peripherische Bruchzone ist punktiert, die Radialbrüche sind gestrichelt, die vulkanischen Vorkommnisse schwarz.

I. Die Bruchstücke der Masse des Aspromonte (Ia peloritanische Berge, Ib und Ic Aspromonte mit dem westlich vorliegenden Fragmente der Scylla, Id vatikanisches Fragment); II. Masse der Sila; III. Masse des Cocuzzo (seewärts abgesunken).

Gleichgewichtsstörung der einzelnen Schollen verursacht gesteigerte vulkanische Thätigkeit auf den Inseln und Erschütterungen des Festlandes oder Siciliens.»

Die exogenen Vorgänge.

Die Unebenheiten, die durch die endogenen Vorgänge geschaffen werden, würden gar bald ins Gigantische wachsen, wenn dem nicht stetig entgegen gearbeitet würde. Entstanden jene Unebenheiten auf Kosten der Eigenwärme der Erde, so findet deren Ausgleichung hauptsächlich auf Kosten der Energie statt, die die Sonne der Erdoberfläche zustrahlt. Die Sonnenstrahlen wirken allerdings nur zu einem kleinen Teil direkt, meist aber indirekt, indem sie Bewegungen der Luft und vor allem des Wassers auf der Erde hervorrufen und so gewaltige Transporte von Gesteinsmassen verursachen. Das von außen eindringende Regenwasser cirkuliert in den obersten Schichten der Erdkruste und untergräbt sie nicht selten, bis es als Quelle zu Tage tritt. Die Verwitterung zerkleinert und zersetzt das Gestein, das die Formen der Erdoberfläche aufbaut. Unter dem Zug der Schwere stürzen die Trümmer abwärts; sie werden vom Wasser, vom Eis oder vom Wind ergriffen und weithin in die Niederung verfrachtet; teils bleiben sie hier liegen, teils gelangen sie hinaus ins Meer, dessen tiefe Senken sie auszufüllen suchen. So streben die von außen her wirkenden Vorgänge dahin, alles zu nivellieren, auf dem Lande hauptsächlich durch Abtragung der Erhabenheiten, im stehenden Wasser hauptsächlich durch Ausfüllung der Vertiefungen.

Grundwasser und Quellen.

Grundwasser. Fast überall in feuchten oder doch nicht absolut trocknen Klimaten trifft man im Gestein ständig überaus fein verteiltes Wasser, die sogenannte Gebirgsfeuchtigkeit. Ob das Gestein locker oder kompakt ist, ist hierbei gleichgültig, da die allerkleinsten, wohl keinem Gestein fehlenden Kapillarspalten genügen, die Gebirgsfeuchtigkeit zu leiten. Außerdem aber begegnet man verhältnismäßig freier cirkulierendem Wasser in den größeren und kleineren Hohlräumen, die viele Gesteine der Erdoberfläche besitzen. Es stammt, wie die Gebirgsfeuchtigkeit, von der Oberfläche und ist durch Einsickern in den Boden gelangt. Ist das Gestein an sich locker und erfüllt das Wasser die Zwischenräume zwischen den Gesteinselementen, so dass das Gestein mit Wasser getränkt (inbibiert) ist, so heißt das Wasser Grundwasser. Ist das Gestein dagegen kompakt und das Wasser auf die Klüfte beschränkt, so heißt es Kluftwasser.

Ob und in welchen Mengen das auf der Erdoberfläche befindliche Wasser, mag es nun frisch gefallenes Regenwasser oder Flusswasser sein, einsickert, hängt von der Beschaffenheit der Gesteine ab, die die Erdoberfläche zusammensetzen. Absolut undurchlässig ist kein Gestein; aber viele lassen doch Wasser nur in sehr geringen Mengen durch. Praktisch

undurchlässig oder impermeabel sind alle Thongesteine, also vor allem Thon und Lehm, dann Schieferthon und Thonschiefer. Trockener Thon hat allerdings die Eigenschaft sich gierig mit Wasser vollzusaugen; ist er aber einmal vollgesogen, so ist er völlig undurchlässig. Wenig durchlässig sind auch die massigen Gesteine und die krystallinischen Schiefer. Als vollkommen durchlässig oder permeabel erweisen sich dagegen einige gerade an der unmittelbaren Erdoberfläche sehr verbreitete Gesteine von großer Porosität, so Schutt, Kies und Sand, sowie Breccien, Konglomerate und Sandsteine. Aber auch die kompakten Gesteine sind durchlässig, so weit sie durch eine starke Zerklüftung — gleichsam eine Porosität im großen — das Fehlen der Porosität im kleinen ersetzen. Das gilt vor allem vom Kalkstein, der immer zerklüftet und zernagt ist.

Permeabler Boden ist an seiner Oberfläche stets wasserarm, weil alles Wasser in ihm versickert. Darauf führt sich die große Wasserarmut der aus Kalk bestehenden Höhen des schweizer und des deutschen Jura zurück. Impermeabler Boden ist dagegen, wenn er geneigt ist, in feuchten Klimaten immer stark überrieselt; man denke nur an die wasserreichen Granit- oder Gneisgegenden der mitteleuropäischen Gebirge. Ist die Oberfläche horizontal, so zeigt sich infolge des Stagnierens des Wassers Neigung zur Versumpfung.

Im permeablen Gestein sickert das Wasser langsam ein, bis es auf eine undurchlässige Schicht stößt, die ihm den Weg in die Tiefe verlegt. Hier sammelt es sich als Grundwasser, indem es alle Hohlräume vollkommen ausfüllt. Liegt die undurchlässige Schicht völlig horizontal, so bildet das Grundwasser über ihr förmlich einen See. Ist jedoch, wie in der großen Mehrzahl der Fälle, die liegende undurchlässige Schicht geneigt, so bewegt sich das Grundwasser den Neigungsverhältnissen entsprechend als Grundwasserstrom abwärts, und zwar umso rascher, je reicher das Gestein an Hohlräumen ist.

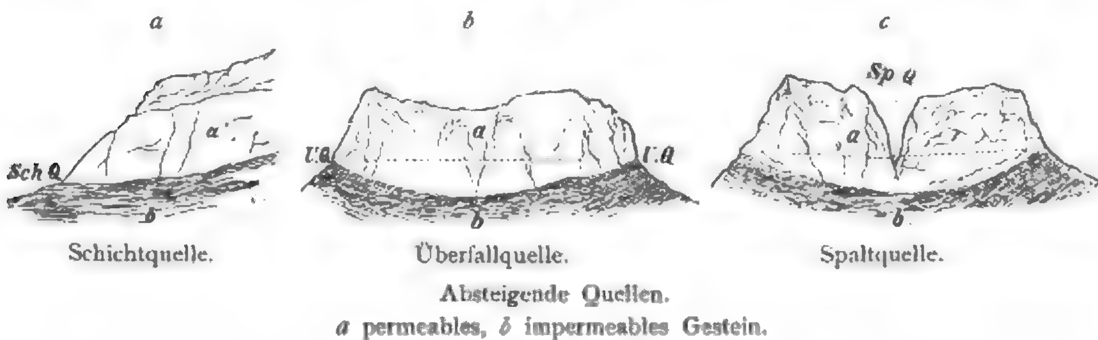
Die Menge des Grundwassers im Boden schwankt von Jahreszeit zu Jahreszeit und von Jahr zu Jahr. Die Schwankungen folgen in der Nähe von Flüssen mit einer kleinen Verspätung genau den Schwankungen der Flusswasserstände. Das ist dort, wo das Wasser aus Flüssen stammt und Infiltrationswasser ist, leicht verständlich. Aber auch wo das Grundwasser dem Fluss zufliesst, wird es oft vom Wasserstand der Flüsse beeinflusst, da die Flüsse das Grundwasser stauen. Wo der Grundwasserspiegel nicht direkt unter der Einwirkung eines Flusses steht, übt neben dem Wechsel im Regenfall, also in der Zufuhr, auch der Wechsel in der Verdunstung, die sich durch die Poren des über dem Grundwasser befindlichen Gesteins vollzieht, einen merklichen Einfluss aus. In Nord-Deutschland überwiegt in der Jahresperiode der Einfluss der Verdunstung, so dass der Grundwasserspiegel im Sommer zur Zeit der stärksten Verdunstung am tiefsten steht, auf dem Alpenvorland dagegen der Einfluss des Regens, der ein sommerliches Maximum hervorruft.

Quellbildung. Tritt das Grundwasser zu Tage, so bildet es eine Quelle. Die Quellen lassen sich in die zwei großen Gruppen der absteigenden und der aufsteigenden Quellen gliedern. Bei den absteigenden Quellen liegt die Wasseroberfläche überall höher als die Quelle, es besteht also ein Gefälle zur Quelle hin, während bei den aufsteigenden Quellen die Oberfläche des Grundwassers auf einem Teil seines Weges in der Erde sich tiefer befindet als die Quelle; die Hebung des Wassers zur Quellmündung erfolgt hier durch den hydrostatischen Druck.

Den einfachsten Fall absteigender Quellen zeigen die Quelltümpel, die im flachen Gelände sich nicht selten finden. Es tritt hier das Grundwasser, dessen Spiegel in geringer Tiefe sich findet, in Einsenkungen der Erdoberfläche in Form von Tümpeln zu Tage, die ständig oder nur temporär sein können. Ausgezeichnete Beispiele bietet die Ebene von München. Sie wird von permeablen nach Norden flach fallenden Schottern zusammengesetzt, die auf einem impermeablen in gleicher Richtung fallenden Mergel ruhen. Südlich von München liegt der Grundwasserspiegel tief unter der Schotteroberfläche, die wegen des permeablen Bodens zu Trockenheit und geradezu zu Haidebildung neigt. Da jedoch die Mächtigkeit des Schotters nach Norden zu etwas abnimmt und die des Grundwassers in der gleichen Richtung wächst, so tritt nördlich von München das Grundwasser aus und giebt Veranlassung zur Bildung ausgedehnter **Sümpfe**.

Überaus häufig erscheinen Quellen an Thalgehängen. (Fig. 79 *a*, *b* und *c*). Eine Schichtquelle entsteht, wenn eine rechtsinnig geneigte oder

Fig. 79.



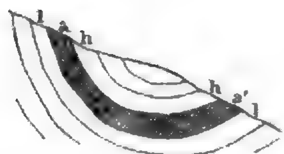
Schichtquelle. Überfallquelle. Spaltquelle.

Absteigende Quellen.
a permeables, *b* impermeables Gestein.

auch horizontalliegende impermeable Schicht, auf der sich Grundwasser sammelt, mit der hangenden permeablen von einem Thal angeschnitten wird (Fig. 79 *a*). Bildet dagegen die impermeable Schicht eine Mulde, so wächst hier das Grundwasser so lange, bis es über den niedrigsten Punkt seiner Umrandung an einem Thalgehänge als Überfallquelle einen Ausweg findet (Fig. 79 *b*). Wird ein solcher in einer Mulde befindlicher Grundwassersee von einem von oben her, jedoch nicht bis zur undurchlässigen Schicht eingeschnittenen Thal erreicht, so liegt eine Spaltquelle vor (Fig. 79 *c*). Aus dem Gesagten ist ohne weiteres ersichtlich, dass ein in isoklinale Schichten in deren Streichen eingeschnittenes Thal (Isoklinalthal) ein quellenreiches und ein quellenarmes Thalgehänge haben wird;

in einem in eine Synklinale eingeschnittenen Längsthal müssen dagegen die beiden Thalgehänge quellenreich und in einem Antiklinalthal beide quellenarm sein.

Fig. 80.

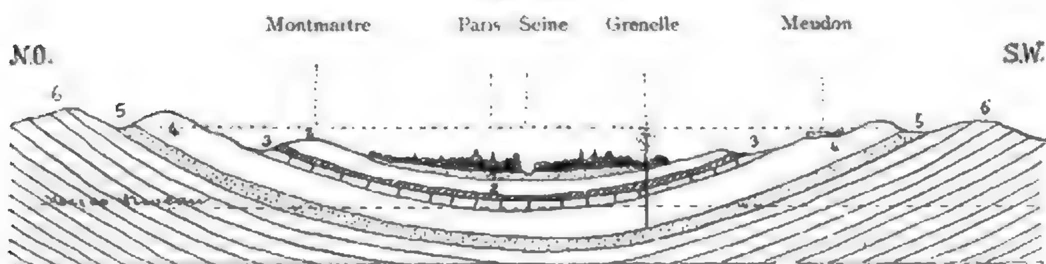


Aufsteigende Quelle. *l* liegendes, *h* hangendes impermeables Gestein, *a a'* permeables Gestein (schraffiert, wasserführend). *a'* Quelle.

Zum Zustandekommen einer aufsteigenden Quelle sind zwei impermeabele Schichten erforderlich, zwischen denen eine permeable Schicht sich findet. Die Bewegung des Wassers in dieser permeablen Schicht, die kurz die wasserführende Schicht genannt wird, erfolgt nach dem Gesetz der kommunizierenden Röhren. Den allgemeinen Fall einer natürlichen aufsteigenden Quelle stellt Fig. 80 dar. Das bei *a* und *a'* in den permeablen Boden sickernde Wasser sammelt sich in der Tiefe, von wo es der muldenförmigen Lage der Schichten wegen nicht abfließen kann. Schließlich erreicht es in den beiden Schenkeln die Höhe des Punktes *a'* und fließt nunmehr bei *a'* als Quelle über, so lange Wasser von *a* aus nachdrängt.*)

Einen besondern Fall der aufsteigenden Quellen bilden die artesischen Brunnen, so genannt nach der Grafschaft Artois, wo sie im 12. Jahrhundert in Europa zuerst angelegt wurden.**) Bedingung für die Anlage ist die Existenz einer unter hohem Druck stehenden Wassermasse in der Tiefe, wie sie z. B. in den muldenförmig gebogenen Schichten der Umgebung von Paris besteht (Fig. 81). Sticht man dieses Wasserreservoir von oben her an, indem man die hangende impermeable Schicht durchbohrt, so wird, wenn der Druck in der Tiefe stark genug ist, oder mit anderen Worten, das Nährgebiet (bei 5 in Fig. 81) des Wasser-

Fig. 81.



Der artesische Brunnen von Grenelle im Pariser Becken.

1. Alluvium und Diluvium, 2. Ober-Eocän, 3. Unter-Eocän: Calcaire grossier, 4. Obere (weiße) Kreide, 5. Mittlere Kreide: Grünsand, die wasserführende Schicht, 6. Untere Kreide und Jura.

vorrats hoch genug liegt, das Wasser im Bohrloch bis zur Erdoberfläche emporquellen. Solche artesische Brunnen sind in großer Zahl angelegt worden. Besonders wichtig sind sie für die Oasen der Sahara

*) Thatsächlich wird im Schenkel *a* immer ein etwas höherer Stand herrschen müssen, da eine gewisse Druckhöhe zur Überwindung der Reibung des Wassers beim Fließen nötig ist.

**) In der Sahara und in China sind artesische Brunnen aus weit älterer Zeit bekannt.

und für Algerien. Die Neigung der Schichten leitet hier das Grundwasser aus dem regenreichen Sudan und aus den von Niederschlägen benetzten Gebirgen unter die Oasen, wo ihm durch artesische Brunnen ein Weg nach oben gebahnt wird. Nicht selten übernimmt in der Natur auch eine Spalte, etwa eine Verwerfungskluft, die Rolle des Bohrlochs und zapft das Wasserreservoir in der Tiefe an. Dieser Entstehung sind viele Thermen, so diejenigen von Baden bei Wien, die am Südfuss des Erzgebirges u. s. w.; sie alle sind an Bruchlinien geknüpft.

Die obigen Ausführungen gelten zunächst für Quellen, die als Abfluss des Grundwassers erscheinen. Doch vollzieht sich der Austritt des Kluftwassers nach analogen Gesetzen. Auch hier sehen wir oft die Klüfte an ein gewisses Gestein (meist an Kalkstein) geknüpft, während das Liegende kluftfrei ist; auch in diesem Fall können die Quellen als Überfallquellen oder Spaltquellen erscheinen. Auch aufsteigende und absteigende Quellen lassen sich unterscheiden. Freilich wenn die Klüfte Verwerfungsklüfte oder unterirdische Erosionsklüfte sind, die nicht mehr an bestimmte Schichten gebunden sind, dann werden die Verhältnisse sehr verwickelt und es lässt sich der Weg des Kluftwassers nicht einmal ahnen. Unter solchen Umständen begegnen wir besonders in den Karstgebieten ganzen unterirdischen Flussnetzen, deren Verlauf oft nur durch Färbeversuche festzustellen ist. So konstatierte Knop, dass die Donau bei Tuttlingen im Jura Wasser in Spalten verliert, das weiter südlich in der Quelle der zum Bodensee fließenden Aach wieder zu Tage kommt.

Überaus verschieden ist die Wasserführung der Quellen. Besonders Quellen, die von Kluftwasser gespeist werden, sind oft sehr wasserreich, weil hier das Wasser nicht im ganzen Gestein verteilt, sondern in mächtigen Strängen konzentriert austritt. Solche Quellen können unter Umständen unmittelbar an ihrem Austritt Mühlen treiben, wie der «Blautopf» bei Blaubeuren, der dem Jurakalk entquillt. Je größer das Einzugsgebiet einer Quelle und je länger der unterirdische Lauf, desto regelmäßiger ist die Wasserführung. Quellen mit ganz kleinem Einzugsgebiet versiegen dazwischen in der trockenen Jahreszeit. Der Weg, den das Wasser in den absteigenden Quellen im Boden bis zu seinem Austritt zurückzulegen hat, ist oft nicht lang. Daher haben sich in vielen Fällen an der Quellmündung die Ungleichmäßigkeiten der Wasserlieferung durch den Regen noch nicht vollkommen ausgeglichen. Viel konstanter fließen die aufsteigenden Quellen.

Temperatur und Zusammensetzung des Quellwassers. Die Temperatur der Quellen entspricht der Temperatur derjenigen Gesteinsschicht, in der das Wasser zuletzt längere Zeit verweilte. Quellen aus geringer Tiefe nehmen teil an den Temperaturschwankungen der Erdoberfläche. Erst wenn das Quellwasser aus größern Tiefen stammt, ist seine Temperatur konstant. Ist sie tiefer als die mittlere Jahrestemperatur der

Luft an der Quellmündung, so spricht man von kalten Quellen, ist sie höher, von warmen Quellen oder Thermen. Absteigende Quellen im Gebirge, die von Schnee- oder Gletscherwasser genährt werden, sind meist kalt. Auch aufsteigende Quellen pflegen keine besonders hohe Temperatur zu besitzen, wenn ihr Aufsteigen aus der Tiefe sehr langsam erfolgt und das Wasser daher die Temperatur der obersten Gesteinsschicht beim Passieren derselben annimmt. Dagegen erscheinen aufsteigende Quellen mit rascher Bewegung als Thermen. Ihre hohe Temperatur weist direkt auf die tiefe Lage des Reservoirs in der Erdkruste hin, dem sie entstammen, wenn sie nicht etwa die Folge der Nähe eines vulkanischen Herdes ist. Ein treffliches Beispiel nichtvulkanischer Thermen bieten die Thermen von Baden bei Wien, diejenigen von Gastein, von Pfäfers, von Baden bei Zürich u. s. w. Thermen vulkanischen Ursprungs sind die Bäder auf den liparischen Inseln, deren Temperatur 97—100° beträgt; fast jedes Vulkangebiet besitzt solche Thermen.

Fast immer ist das Quellwasser mehr oder minder mit gelösten Mineralsubstanzen beladen. Verhältnismäßig rein sind die Quellen im Granit und Gneis, unreiner schon die im Sandstein; besonders reich an gelösten Massen sind Quellen im Kalkstein,*) da alles vom Regen stammende Wasser seines Gehaltes an Kohlensäure wegen die Fähigkeit besitzt, kohlensauren Kalk zu lösen. Weil kaltes Wasser mehr Kohlensäure zu enthalten vermag als warmes, so scheidet sich beim Erwärmen des Wassers und dadurch bedingten Austreiben der Kohlensäure der Kalk wieder aus. Das gleiche geschieht bei starker Verdunstung. Befördert wird der Prozess durch Algen. Daher setzen Quellen im Kalkgebirge so häufig Kalktuff oder Kalksinter ab und inkrustieren alles, womit sie in Berührung kommen. Bekannt sind die mächtigen Travertin- oder Kalksinterbildungen des Anio bei Tivoli; die Tropfsteinbildungen in Höhlen sind der gleichen Entstehung.**)

Immerhin ist der Gehalt der Quellen an gelösten Stoffen nie sehr bedeutend, wenn ihr Wasser nicht unter Druck mit aus der Tiefe aufsteigenden Gasen, besonders mit Kohlensäure, beladen oder sehr heiß ist, wie das in vulkanischen Regionen oft vorkommt. Besonders wenn hohe Temperatur und hoher Gasgehalt sich vereinigen, steigt das Lösungsvermögen ganz außerordentlich. Quellen, die viel gelöste Substanzen enthalten, heißen Mineralquellen. Je nach den gelösten Substanzen unterscheidet man **verschiedene Arten von Mineralquellen.**

Kalkwässer, kalt oder warm, sind reich an Kohlensäure und kohlensaurem Kalk. Kieselwässer, die neben anderen Substanzen Kieselsäure in größerer Menge enthalten, sind stets heiß. Säuerlinge (kalt und warm) haben einen reichlichen Gehalt an freier Kohlensäure und werden daher

*) Kalkreiches Wasser heißt hart.

**) Weiteres über die chemische Wirkung des unterirdisch cirkulierenden Wassers siehe unten im Abschnitt über chemische Verwitterung S. 188.

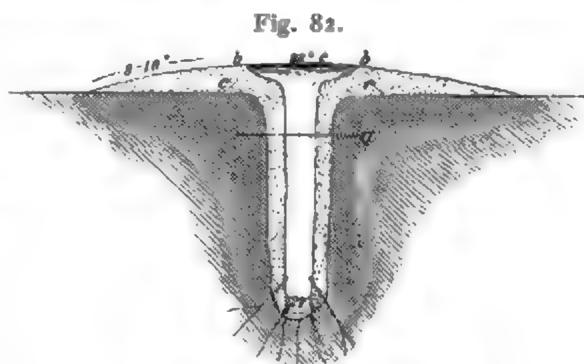
auch Kohlensäuerlinge genannt; sie finden sich sehr häufig in altvulkanischen Gegenden;*) Eisensäuerlinge oder Stahlwässer enthalten daneben kohlensaures Eisenoxydul (Pyrmont), Natronsäuerlinge oder Natronwässer (Teplitz) enthalten kohlensaures Natron; Glaubersalzwässer (kalt und warm, wie Marienbad und Karlsbad) haben einen vorwaltenden Gehalt von schwefelsaurem Natron neben anderen Salzen, namentlich Karbonaten und Kochsalz; Bitterwässer (Saidschütz, Püllna, Sedlitz, Epsom u. s. w.) enthalten schwefelsaure Magnesia und schwefelsaures Natron. Schwefelwässer (Baden bei Wien, Pystjan u. s. w.) enthalten freien Schwefelwasserstoff neben schwefel- und kohlensauren Salzen. Jod- und Bromwässer (Kreuznach, Luhatschowitz, Hall in Oberösterreich, Kissingen) sind zugleich auch reich an Kochsalz. Solquellen (Reichenhall) enthalten Kochsalz.

Die Menge fester Bestandteile in den Mineralquellen ist oft sehr groß. Der Karlsbader Sprudel enthält 5.4 Gewichtsprozent feste Substanzen gelöst, hauptsächlich schwefelsaures und kohlensaures Natron und Kochsalz, ferner 0.8% Kohlensäure; er liefert täglich 1500 *kg* Kalksinter. Der Wiesbadener Kochbrunnen enthält 6.8% Kochsalz und 0.5% Chlorcalcium, der Kesselbrunnen in Ems 1.0% Kochsalz und 1.4% kohlensaures Natron. Heiße Mineralquellen sind in der Regel reicher an gelösten Substanzen als kalte. Doch gibt es auch Thermen, die fast ganz rein sind — sogenannte indifferente Quellen, wie die Therme von Pfäfers und die von Gastein.

Geiser. In einigen vulkanischen Gebieten begegnen uns dazwischen Quellen eigener Art, die nach ihrem bestbekannten Vertreter in Island, dem Großen Geysir, den Namen Geiser erhalten haben. Es sind das heiße, intermittirende Springquellen, die in bestimmten Intervallen aufkochen und dabei mächtige Wassersäulen springbrunnenartig in die Luft schleudern.

Das Mundloch des großen Geysirs wird von einer schüsselförmigen Vertiefung gebildet, die sich an der Spitze eines flachen Kegels aus Kieselsinter findet (Fig. 82). In der Mitte setzt der schlotförmige Kanal der Quelle zur Tiefe. Krystallklares Wasser von etwas über 80° C. erfüllt das Becken vor der Eruption. Alle 20 bis 30 Minuten steigen große Dampfblasen aus dem Schlot empor, als wenn das Wasser in der Tiefe ins Kochen gekommen wäre, und schleudern

Fig. 82.



Durchschnitt des Geysirs.
a Grundgebirge, *b* das Geysirbecken, *c* Kieselsinter.

*) Hierher gehören die zahlreichen Säuerlinge des rheinischen Schiefergebirges, wie der bekannte Apollinarisbrunnen, die Quelle von Selters u. a. m.

die Wassermassen einige Meter empor. Dazwischen aber nehmen die Eruptionen einen andern Charakter an: ein Wasserstrahl, in weißen Staub aufgelöst, schießt 30 *m*, ja 50 und 70 *m* hoch empor, es folgt ein zweiter und ein dritter; nach allen Richtungen spritzen die Wasser, endlich noch ein höchster Strahl und alles stürzt zusammen — die Eruption ist vorüber.

Ähnlich spielen sich die Eruptionen des benachbarten Strokkur ab. Weit gewaltiger noch sind die Geiser des amerikanischen Nationalparks am Yellowstone. Ausgezeichnet schön tritt das Phänomen auch auf der Nordinsel von Neuseeland auf.

Zur Erklärung dieser absonderlichen Erscheinung glaubte man früher unterirdische, teils mit Wasser, teils mit Dampf erfüllte seitliche Hohlräume annehmen zu müssen, die durch das Geiserrohr mit der Oberfläche in Verbindung stehen, jedoch durch die Wassersäule wie durch einen Sicherheitsventil für gewöhnlich geschlossen sein sollten. So oft die Spannung der Dämpfe zu groß wurde, sollte die abschliessende Wassersäule explosionsartig herausgeschossen werden (Makenzie). Diese Hypothese ist heute ganz durch die Theorie von Bunsen zurückgedrängt, die den Erscheinungen weit besser gerecht wird. Bunsen geht davon aus, dass die Temperatur des Wassers im 23.5 *m* tiefen Rohr des Großen Geysir mit wachsender Tiefe zunimmt. Nach den neuen Messungen von Coles beträgt sie kurz vor der Eruption am Boden 126°, in der Mitte 122° und am obern Ende des Rohrs 85°. Die Temperatur ist in allen Tiefen nur wenig vom Siedepunkt entfernt, wie er unter dem Druck der betreffenden Wassersäule sich einstellt; besonders nahe ist sie dem Siedepunkt in der Mitte der Rohrhöhe. Die Zuleitung einer geringen Wärmemenge vom umgebenden heißen vulkanischen Gestein oder eine geringe Hebung der Wassersäule durch Zufluss von unten bei gleichzeitigem Abfluss oben über den Rand des Beckens muss das Wasser in der Mitte zum Aufkochen bringen. Dadurch wird die obere Hälfte der Wassersäule herausgeschleudert; das entlastet die unteren Wasserschichten und senkt dadurch ihren Siedepunkt, so dass nun auch sie ins Kochen kommen und aus dem Rohr herausgeschossen werden.

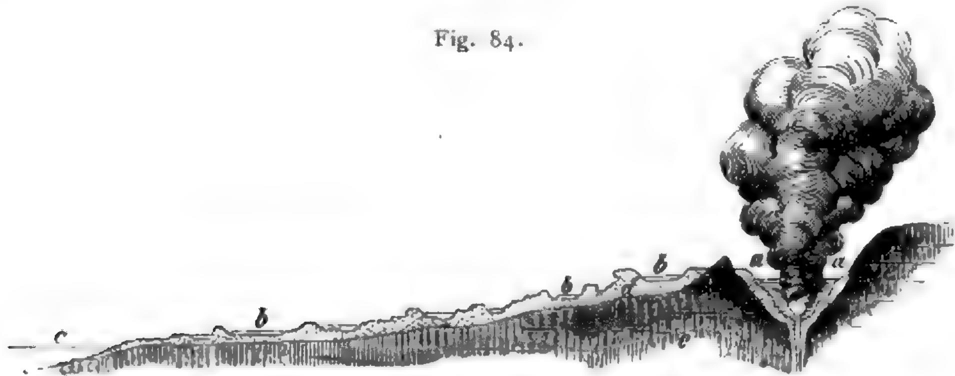
Das kochendheiße Wasser der Geiser enthält überaus viel gelöste Substanz, besonders Kieselsäure, doch oft auch kohlensauren Kalk; diese Massen setzen sich rings um das Mundloch in Form von Sinter ab und bauen allmählich einen Kegel auf, der in ebenem Gelände allseitig, auf geneigtem Gehänge aber einseitig entwickelt und terrassenförmig abgestuft ist; die Stufen tragen zahllose Becken. Die Ausscheidung des Kieselsinters bezw. des Kalksinters geschieht nur zu einem Teil in Folge der Abkühlung und Verdunstung des Wassers; eine Hauptrolle spielen nach W. H. Weed auch hier Algen, die im heißen Wasser zu leben vermögen. Berühmt waren besonders die prachtvollen Kieselsinterterrassen am frühern Rotomahanasee auf Neuseeland. Zahllose Bassins, treppenförmig über einander gelagert, boten dem Besucher warmes Wasser der verschiedensten Temperatur zum Bade. Am größten waren die Tetarata



Fig. 83. Otukapuarangi am Rotomahana auf Neu-Seeland, ein kochender Sprudel mit Kieselsinterterrassen.
(Nach einer Photographie.)

oder weiße Terrasse und die rote Terrasse (Otukapuarangi) (vgl. Fig. 83 u. 84). Leider sind diese wunderbaren Gebilde, die nur im Nationalpark der Vereinigten Staaten ihres Gleichen haben, der großen Taravera-Eruption vom Jahre 1886 *) zum Opfer gefallen.

Fig. 84.



Durchschnitt durch das Becken und die Sinterterrassen der Tetarata-Quelle am Rotomahana auf Neu-Seeland.
a Hauptbecken, *b* Becken auf den Terrassen, *c* Spiegel des Rotomahana, *d* Kieselsinter, *e* Grundgebirge aus zersetztem Rhyolith.

Schlammvulkane. Eine besondere Art von Quellen bilden die Schlammvulkane, die wohl besser als Schlammsprudel bezeichnet werden sollten, da sie zum Teil überhaupt nichts, zum Teil aber nur indirekt mit vulkanischer Thätigkeit etwas zu thun haben. Nur in der äußern Form ist eine gewisse Ähnlichkeit vorhanden, da auch die Schlammsprudel aus den aus der Tiefe mitgerissenen Massen um ihre Mündung herum Kegel aufschütten. Diese Massen sind aber immer nur thoniger Schlamm, dessen Zusammensetzung vom herrschenden Gestein abhängt.

Man unterscheidet heiße und kalte Schlammsprudel. Die heißen Schlammsprudel sind nichts anders als heiße Quellen, deren Wasser reich an Schwefelwasserstoff oder schwefliger Säure ist, daher das Gestein stark angreift und in Schlamm verwandelt und diesen Schlamm mit emporreisst. Sie gehören wie die ihnen nahe verwandten Exhalationen von Schwefelwasserstoffgas und schwefliger Säure (Solfataren), wie die Dampfexhalationen (Fumarolen) und die Geiser zu den Begleiterscheinungen vulkanischer Thätigkeit und zeigen sich oft in alten Vulkangebieten.

Auch kalte Schlammsprudel oder Salsen treten in vulkanischen Gegenden auf; dann aber finden sich Salsen auch fern von Vulkanen in petrolreichen Regionen. Das Gas, das hier im Quellwasser gelöst ist, pflegt Kohlenwasserstoffgas zu sein; in Petrolgegenden wird auch Naphtha mit gefördert. Der Schlamm besteht aus den zersetzten und erweichten Massen der an der betreffenden Stelle auftretenden thonigsandigen Schichtgesteine. Salsen finden sich in Sicilien, so bei Palermo am Fuß des Aetna, dann besonders großartig in der Naphtharegion am kaspischen Meer. Nach Sjögren ist hier der Kegel des Osman Dagh zwischen

*) Siehe S. 113.

Baku und der Kurmündung 300 *m* hoch. In Zeiten der Ruhe wird nur Kohlenwasserstoffgas ausgeatmet, während bei Eruptionen sich Schlammmassen ergießen — förmlich wie Lavaströme; dazwischen entzünden sich auch wohl die ausströmenden Gase und verstärken so die äußerliche Ähnlichkeit mit einem Vulkan. Hierher gehören auch die Schlammsprudel, die aus dem Delta des Mississippi als «Mudlumps» bekannt sind. Es sind das Quellen, die Gase enthalten, wie sie bei der Zersetzung organischer Substanzen in der Tiefe des Deltas entstehen, und Schlamm aus der Tiefe emporfördern.

Verwitterung.

Die Landoberfläche erleidet überall unter dem Einfluss der Atmosphärilien Veränderungen teils physikalischer, teils chemischer Art: sie verwittert. Man unterscheidet darnach die mechanische Verwitterung, deren Resultat nur eine Auflockerung und Zerkleinerung des Gesteins der Landoberfläche in einzelne Trümmer ist, ohne dass sie substantiell verändert werden, und die chemische Verwitterung, die das Gesteinsmaterial durch chemische Prozesse angreift und zersetzt.

Die mechanische Verwitterung kommt hauptsächlich durch Temperaturschwankungen zustande. Bei steigender Temperatur dehnt sich das Gestein aus, bei sinkender zieht es sich zusammen. Dieser Wechsel vollzieht sich sehr häufig, da sich die Temperatur regelmäßig von Tageszeit zu Tageszeit und von Jahreszeit zu Jahreszeit ändert; doch ist er auf die oberste Gesteinsschicht beschränkt, da nur diese an den Temperaturschwankungen teilnimmt.*) Indem die obersten Gesteinsschichten diesen Schwankungen der Temperatur folgen und sich entsprechend bald ausdehnen, bald zusammenziehen, die tiefern Schichten mit konstanter Temperatur aber nicht, treten Spannungen im Gestein auf, die zu einem Losreißen der obern Schichten von den tiefern führen — es bilden sich der Oberfläche parallele Sprünge. Außerdem entstehen bei Abkühlung Spannungen in der Richtung parallel zur Oberfläche, die die einzelnen neben einander gelegenen Teile des Gesteins von einander zu entfernen streben und Sprünge senkrecht zur Oberfläche aufreißen. Diese Sprünge gewähren dem Gestein Spielraum bei seinen Volumänderungen: sie klaffen bei niedrigen Temperaturen und verengen sich bei hohen. Das Resultat der Temperaturschwankungen ist so eine Lockerung des Gesteins und Zerlegung desselben in Trümmer.

Bei Gesteinen, die nach allen Richtungen hin die gleiche Kohäsion besitzen, zeigt sich oft als Folge dieser Vorgänge ein förmliches Abschälen oder Abschuppen (Desquamation) der obersten Gesteinslage. Bei Gesteinen dagegen, die keinen so gleichförmigen Zusammenhang besitzen, folgen die aufreißenden Klüfte den Flächen geringsten Widerstandes und zerteilen das Gestein in kantige Brocken verschiedener Gestalt: in Säulen, wenn

*) Vgl. oben S. 91.

das Gestein säulenförmig abgesondert war, in Quader bei quaderförmiger Absonderung oder in ganz unregelmäßige Fragmente bei polyedrischer Absonderung; Schiefer zerfällt in kleine Platten. Die Zertrümmerung reicht so tief herab, wie die Temperaturschwankungen; doch ist sie am vollkommensten unmittelbar an der Oberfläche; hier ist das Gestein in kleine Brocken aufgelöst; gegen die Tiefe hin werden die Brocken größer. Unter Umständen geht die Zertrümmerung grobkörniger Gesteine so weit, dass sie sich in ihre Gesteinselemente auflösen; es bildet sich Grus.

Sehr gefördert wird die mechanische Verwitterung durch die Anwesenheit von Wasser. Erfüllt es die Fugen und gefriert hier, so treibt es infolge seiner beim Gefrieren eintretenden Volumvergrößerung die Fugen auf. Außerdem findet nach Blümcke beim Gefrieren von Wasser auf einer Gesteinsoberfläche auch noch eine Absprengung von feinsten Partikelchen in Form von Staub statt. Eine sprengende Wirkung üben dazwischen auch die Wurzeln der Pflanzen aus, indem sie in die feinen Spalten eindringen und diese durch ihr Wachsen erweitern; große Blöcke können so aus ihrer Lage gehoben werden. Auch das Gefrieren des Wassers und das Eindringen der Wurzeln findet in geringer Tiefe schon eine Grenze. So kann die mechanische Verwitterung nur bis zu einer ganz bestimmten Tiefe hin vordringen; hat sie diese erreicht, so ist ihr Werk zu Ende. Die entstandene Trümmerdecke schützt das darunter befindliche unverletzte Gestein vor weiterer Verwitterung; erst wenn sie entfernt ist, vermögen Temperaturschwankungen und Frost von neuem die Zerkleinerung des Gesteins zu beginnen.

Die chemische Verwitterung ist an das Vorhandensein von Wasser gebunden. Reines Wasser vermag zwar nur wenige Mineralien zu lösen oder zu zersetzen. Allein die Wasser, die auf der Erdoberfläche cirkulieren, und die man als Tageswässer zusammenfaßt, enthalten fast immer geringe Mengen von Sauerstoff und vor allem von Kohlensäure, die sie aus der Luft aufgenommen haben, dann auch Kochsalz. Dazu kommen, besonders in den Tropen, kleine Mengen salpetriger Säure. Die Vegetation liefert dem Wasser eine Reihe von Säuren, so außer Kohlensäure auch Humussäure. Ammoniak und salpetersaure Salze gelangen als Ausscheidungs- oder Verwesungsprodukte tierischer Organismen ins Wasser. So gering diese Beimengungen sind, so genügen sie doch, um das Wasser zu befähigen, Mineralien zu lösen, die in reinem Wasser unlöslich sind, und andere zu zersetzen, die von reinem Wasser gar nicht oder doch nur sehr schwer zersetzt werden können.*)

Außerordentlichen Widerstand stellt sowohl der Lösung als auch der Zersetzung der Quarz entgegen; er überdauert den chemischen Verwitterungsprozess fast unverletzt. Der Zersetzung zugänglich sind vor allem die Feldspäte; sie büßen ihren Gehalt an Alkalien und alkalischen

---

*) Die chemischen Prozesse bei diesen Zersetzungen sind sehr verwickelt. Vergl. J. Roth, Allgemeine und chemische Geologie. Bd. I. Berlin 1879.

Erden ein und ein wasserhaltiges Thonerdesilikat — der Kaolin — bleibt zurück. Das Gleiche gilt von den Mineralien der Hornblende und Augitreihe, in geringerm Maß auch von den Glimmern; der Rückstand ist bei ihnen durch hohen Eisengehalt rot bis braun gefärbt. Kalksteine, Gyps und Steinsalz werden von den Tagwässern ganz gelöst.

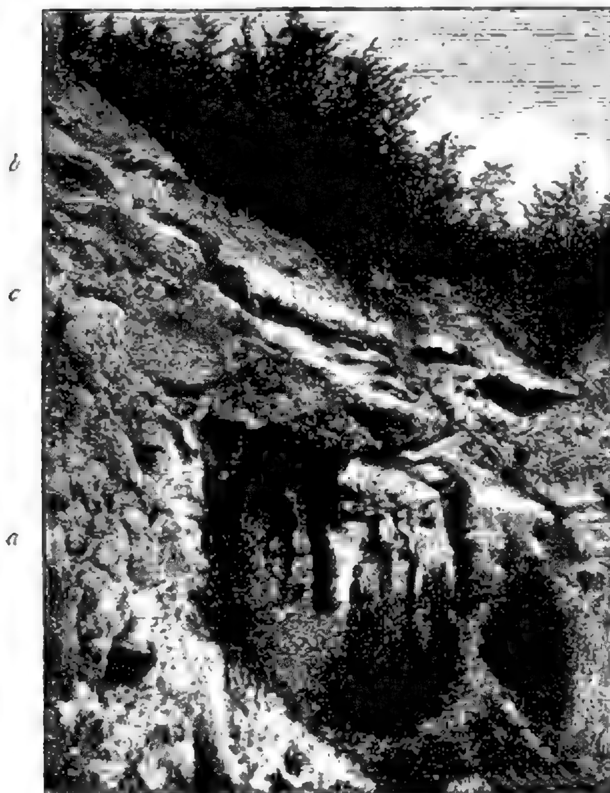
Aus diesem Verhalten der Mineralien ergiebt sich ohne weiteres das Verhalten der verschiedenen Gesteine zur chemischen Verwitterung. Unzersetzbar und unlöslich sind alle Quarzgesteine, also die Quarzgänge, die Quarzite, der Quarzsand und desgleichen die Sandsteine, so weit sie nicht etwa ein lösliches oder zersetzbares Bindemittel haben. Nur die mechanische Verwitterung kann sie zerkleinern, die chemische nicht Das Gleiche gilt von allen Thonen und Thongesteinen; nur soweit sie durch Eisenkies oder Kalk verunreinigt sind, kann ihnen die chemische Verwitterung einiges anhaben. Sehr widerstandsfähig sind auch Glimmerschiefer.

Unter den löslichen Gesteinen ist der Kalkstein besonders wichtig. Reiner Kalkstein kann im Laufe der Zeit in großen Massen von kohlensäurehaltigem Wasser vollständig und ohne Rückstand gelöst werden. Da er jedoch in der Natur fast immer durch kleinere Mengen Thon oder andere Beimengungen verunreinigt ist, so bleibt meist ein unverwitterter Rest als Verwitterungslehm von gelblicher, in warmen Klimaten mehr roter Farbe zurück. Dieser Rest ist sehr beträchtlich beim Verwittern von Mergel; hier wird der Kalkgehalt fortgeführt und aller Thon bleibt zurück. Wie Kalkstein verhalten sich die Kalkkonglomerate und Kalkbreccien, kurz alle reinkalkigen klastischen Gesteine. In hohem Grade löslich sind Steinsalz und Gyps. Zersetzbar, aber nicht löslich sind die Eruptivgesteine und viele krystallinische Schiefer; sie werden von kohlensäurehaltigem Wasser ausgelaugt. Quarzreiche Feldspatgesteine, wie Granit, Gneis, Quarzporphyr, Quarztrachyt u. s. w. liefern einen unreinen Kaolin — einen Verwitterungslehm, in dem die Quarzkörner als Sand enthalten sind, im wesentlichen quarzfreie Feldspatgesteine, wie Syenit, Porphyr und Trachyt, dagegen einen sandfreien Verwitterungslehm. Die Färbung des Verwitterungslehms hängt von seinem Gehalt an Eisen in Form von Eisenoxydhydrat und Eisenoxyd ab; sie ist um so mehr rötlich oder rötlichbraun, je mehr eisenhaltige Thonerdesilikate im Gestein enthalten waren, um so mehr ockergelb, je mehr jene zurücktraten. In der Regel werden Eruptivgesteine um so langsamer zersetzt, je feinkörniger sie sind. Porphyre widerstehen daher viel länger als Granite. Die vulkanischen Tuffe verwittern dagegen in hohem Grade.

Diese Zusammenstellung zeigt, dass es unter den jüngern Schichtgesteinen wohl lösliche, aber nur sehr wenige chemisch verwitterbare giebt, weit weniger als unter den Eruptivgesteinen und den krystallinischen Schiefern. Der Grund liegt auf der Hand: die jüngern Schichtgesteine bestehen selbst zum guten Teil nur aus umgelagerten Verwitterungsrückständen.

Die chemische Verwitterung ist nicht wie die mechanische auf die äußerste Schicht der Landoberfläche beschränkt; sie kann vielmehr so weit in die Tiefe dringen wie die Tageswässer. Daher reicht sie in wasserdurchlässigen Gesteinen im allgemeinen tiefer herab als in wasserundurchlässigen. Vor allem an Klüften sickern die Tageswässer in die Tiefe und üben auf die Wandungen eine zersetzende und auflösende Wirkung aus, indem sie dabei die Klüfte erweitern und unter Umständen, besonders im Kalkstein, zu Höhlen umgestalten. Sie arbeiten so lange, als sie noch freie Kohlensäure enthalten. Wenn diese und etwa vorhandene andere Reagentien verbraucht sind, und das Wasser mit kohlensaurem Kalk oder Gyps gesättigt ist, hört seine Fähigkeit, das Gestein anzugreifen, auf. Das ist jedoch oft erst in erheblicher Tiefe der Fall.

Fig. 85.



Geologische Orgeln im alten diluvialen Schotter bei Hellriegelsgereut unweit München.

a a altdiluvialer Schotter.
b b jüngerer diluvialer Schotter.
c c Auflagerungsfläche des jüngern Schotters auf dem alten. Die Orgeln entstanden vor der Ablagerung des jüngern Schotters durch Einsickern von Wasser von der alten Landoberfläche *c c* aus.

Viel häufiger als durch das Schwinden der eigenen Kraft findet die chemische Verwitterung bei ihrem Vordringen nach unten dadurch eine Grenze, dass ihre eigenen Verwitterungsprodukte ihr den Weg verlegen. Wo sie keinen Rückstand hinterlässt, wie beim reinen Kalkstein, oder wo die Verwitterungsprodukte porös lagern, da kann sie allerdings fast ohne Ende in die Tiefe arbeiten. Die dazwischen auf Hunderte von Fußen zu schätzenden tief verwitterten Gesteinsmassen der Tropen beweisen das schlagend. Überall aber, wo ein wasserundurchlässiger Verwitterungslehm sich bildet, da bedingt dessen Anhäufung eine Erschwerung der Verwitterung, die sich bis zu einer vollständigen Sistierung steigern kann. Das Vordringen der Verwitterung bleibt dann auf diejenigen Stellen beschränkt, wo aus irgend welchen Gründen die Gewässer in die Tiefe sickern können. An diesen Punkten greift die chemische Verwitterung sackförmig oder schlotförmig in das liegende Gestein ein, wie z. B. bei Hellriegelsgereut unweit

München (Fig. 85). Solche Schlote treten hauptsächlich im Kalksteingebiet auf und sind meist ganz oder zum Teil mit den Rückständen der Verwitterung erfüllt und nur im reinen Kalk davon frei; sie heißen geologische Orgeln. Links und rechts ist das Gestein vollkommen gesund. Dieses ungleichmäßige Indietieferücken ist für die chemische Verwitterung überaus bezeichnend. Würde man alle chemischen Verwitterungsprodukte bis herab zum unverwitterten Gestein entfernen, so würde man eine Fläche erhalten, die dort, wo leicht verwitterbare Gesteine den Boden zusammensetzen, sich tief herabsenkt, im Bereich unverwitterbaren Gesteins aber hoch emporsteigt; mehrfach würde die Fläche Ausstülpungen nach unten in Form von Taschen zeigen, die meist Klüften folgen.

Hand in Hand mit der Wegführung der gelösten Bestandteile verwitterter Gesteine geht an anderen Stellen eine Ablagerung derselben. Darauf führt sich zunächst die so häufige oberflächliche Verfestigung lockerer Gesteine, sowie die Bildung einer Verwitterungskruste zurück. Das mit Lösungsprodukten beladene Wasser tritt kapillar an die Oberfläche des Gesteins, verdunstet hier und lässt die gelösten Massen ausgeschieden zurück. Besonders schön tritt die Erscheinung bei Sandsteinen, aber auch bei Ablagerungen von Kalkgeröllen auf. Diese sind oft sowohl an Wänden als auch in ihren obersten Schichten zu Nagelfluh verkittet, während die tiefern Teile locker sind. Auf ein entsprechendes kapillares Aufsteigen des Grundwassers zur Oberfläche und ein Verdunsten führen sich auch die Salzausblühungen zurück, die in Wüsten beobachtet werden. In der Tiefe findet in Klüften und feinen Spalten eine Ausscheidung der im Wasser gelösten Substanzen statt; so kommt es z. B. zur Bildung von Adern von Kalkspat und zur Verfestigung lockerer klastischer Gesteine.*) Auch die Mineralgänge sind zum Teil so entstanden.

Geographische Verbreitung und Geschwindigkeit der Verwitterung. Mechanische und chemische Verwitterung schließen einander zwar nicht direkt aus, doch erreichen sie in ganz verschiedenen Regionen ihre höchste Intensität. In kontinentalen Gebieten, besonders in den Wüsten, begünstigt der heitere Himmel am Tage die Erhitzung und in der Nacht die Abkühlung; daher ist die mechanische Verwitterung sehr groß und der Boden oft weithin mit Gesteinsscherben übersäet, die sich durch Zerspringen von Geröllen oder anstehendem Fels bilden. Oft begegnet man der Abschuppung. Die Zertrümmerung geht bei Sandsteinen und krystallinischen Massengesteinen bis zur Bildung von Sand. Frost trägt zu dieser Zertrümmerung nichts bei, da in den Wüsten Wasser fast ganz fehlt. Gebiete gewaltiger mechanischer Verwitterung durch Frost sind die Umgebung der Pole und die Hochgebirgsregion der Gebirge in der Nähe der Schneegrenze. Die Zertrümmerung erfolgt hier um so rascher, je häufiger Wasser zum Gefrieren kommt; sie reicht umso tiefer, je stärker der Frost ist. Gewaltige Schuttmassen bedecken als Produkt der Verwitterung den Boden

*) Über Quellenabsätze siehe oben S. 182 und 184.

und gar mancher Gipfel besteht nur aus einem Haufwerk von Blöcken. Überall aber, wo Vegetation, besonders Waldvegetation, den Boden deckt, da ist das Walten der mechanischen Verwitterung gehemmt, da die Pflanzendecke das liegende Gestein vor Temperaturschwankungen schützt.

Da die chemische Verwitterung an die Existenz von Wasser gebunden ist, tritt sie in den Wüsten ganz zurück. Nur an schattigen Stellen entfaltet sie ihr stilles Wirken. Aber auch in den polaren Gebieten und in der Hochgebirgsregion spielt sie keine Rolle, da ihr hier nur kaltes Wasser zur Verfügung steht und dieses das Gestein weit weniger anzugreifen vermag als warmes. Besonders stark entwickelt ist sie, wo gleichzeitig Feuchtigkeit, Wärme und reiche Waldvegetation vorhanden sind, also vor allem im tropischen Waldland. Hier ist durch die von der Vegetation gelieferte Kohlensäure und Humussäure das Gestein oft tiefgründig zersetzt. In Brasilien erreichen die verwitterten Karbonschichten eine Mächtigkeit von 120 *m*. 30 *m* tief ist nach Darwin der Granit und Gneis bei Rio verwittert und zwar in dem Grade, dass er sich mit dem Messer schneiden lässt. Gewaltige Flächen sind in dieser Weise in den Tropen mit verfaultem Gestein bedeckt. In unseren Breiten spielt die chemische Verwitterung eine kleinere Rolle wie in den Tropen, doch ist sie immer noch bedeutend genug.

Trotzdem in dieser Weise die Hauptgebiete mechanischer und chemischer Verwitterung einander ausschließen, sehen wir doch auch mehrfach beide Arten von Verwitterung einander die Hand reichen: die mechanische Verwitterung lockert das Gestein und öffnet dadurch der mit den Tagwässern eindringenden chemischen Verwitterung den Weg.

Über die Geschwindigkeit der Verwitterung liegen wenige Beobachtungen vor. Goodchild berichtet, dass Grabsteine aus Kalk im feuchten England in 10—12 Jahren um 1 *mm* erniedrigt wurden. Nach C. Friedel sollen die Wände eines in der Nähe von Canton 1842 in Granit gesprengten Hohlweges 1860 schon 8—10 Zoll tief verwittert gewesen sein. Im trockenen Ägypten haben sich nach v. Richthofen Skulpturen aus der ältesten Zeit in Granit und Syenit scharf erhalten, während Marmor und Nummulitenkalk rasch verwittern. J. Walther schildert, wie anderthalb Jahrtausende alte Inschriften an Felsen der ägyptischen Wüste in der Sonne vortrefflich erhalten waren, im Schatten dagegen, wo etwas Feuchtigkeit sich zeitweise halten und eine chemische Verwitterung einleiten konnte, viel weniger gut. Im Ennsthal ist dagegen die Schrift des granitenen Buch-Monumentes schon in 30 Jahren stark angegriffen worden (Penck).

Bodenbildung durch Verwitterung. Die Verwitterung, insbesondere die chemische, ist dadurch von allergrößter Bedeutung, dass sie den Boden mechanisch und hauptsächlich auch chemisch lockert und ihn so befähigt, eine Vegetation zu tragen. Die mechanische Verwitterung für sich schafft nur Gesteinsschutt, keinen Erdboden; zu dessen Bildung ist die Mitwirkung der chemischen Verwitterung unerlässlich. Die Resultate sind

in verschiedenen Klimaten ganz verschieden. In den regenreichen Gebieten der Tropen begegnen wir dem tief zersetzten Gestein und dem Laterit. Bei jenem ist das Gestein zwar durch und durch verfault, aber die Gesteinsstruktur noch erhalten. Das ist beim Laterit nicht mehr der Fall; er ist der strukturlose Rückstand der chemischen Verwitterung, durch Eisenoxyd rot gefärbt. Oft hat seine Oberfläche ein schlackiges Aussehen. Er kann sich aus den verschiedensten Gesteinen bilden und enthält nicht selten gänzlich verwitterte, ausgelaugte Bruchstücke derselben. Er ist für Wasser in hohem Grade durchlässig und gestattet daher der Verwitterung tief in den Boden einzudringen; so gewinnt er oft große Mächtigkeit. Sein Liegendes ist bald tiefzersetztes, bald auch frisches Gestein. Brasilien, das tropische Afrika und Indien sind seine Hauptgebiete; doch kommen noch am Südfuß der Alpen lateritartige Verwitterungsgebilde vor. In mittleren Breiten tritt an seine Stelle der Verwitterungslehm, der durch Eisenoxydhydrat braun gefärbt ist und oft ausgelaugte Gesteinsbrocken führt; er fehlt in hohen Breiten.

In den kühlen und dabei nicht zu trockenen Gebieten spielt der Vegetationsboden oder Humusboden — die Ackerkrume — eine grosse Rolle. Es ist ein Gemenge von verwesenden Pflanzenresten und zersetztem Gestein — ein vorzüglicher Nährboden für Pflanzen, der durch Regenwürmer in ausgiebiger Weise umgearbeitet und immer wieder von neuem umgearbeitet wird, wie Darwin zeigte. In heißen Gebieten kommt Humusboden nicht vor, weil die Verwesung hier zu rasch erfolgt, ebenso in Gebieten mit ausgesprochener Trockenzeit. In hohen Breiten, wo die chemische Verwitterung fehlt oder doch ganz zurücktritt, findet sich an Stelle des Humusbodens Torf d. h. verkohlende Pflanzensubstanz ohne Beimengung von mineralischen Verwitterungsprodukten.

Solange die von der Verwitterung geschaffenen Trümmer am Ort ihrer Entstehung liegen bleiben, so lange ist von einer Formengebung durch Verwitterung nicht die Rede. Ihre Hauptbedeutung liegt überall darin, dass sie das Gestein durch Zerkleinerung und Zersetzung erst transportfähig macht und in dieser Weise den abtragenden Kräften vorarbeitet. Erst wenn die Verwitterungsprodukte entfernt sind, zeigen sich Oberflächenformen, deren Einzelheiten durch das Vordringen der Verwitterung bedingt sind.

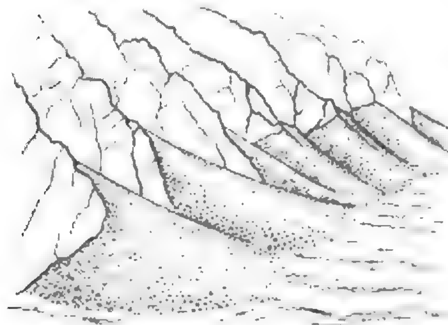
Absturz und Abspülung.

Unter einer mächtigen Decke von Schutt und Verwitterungslehm würde die Verwitterung die ganze Landoberfläche begraben, wenn nicht fortwährend Kräfte thätig wären, die Verwitterungsprodukte immer wieder zu entfernen. Es geschieht dies hauptsächlich durch Absturz und durch Abspülung.

Absturz. Löst die Verwitterung an steilen Gehängen Gesteinstrümmer los, so vermögen diese sich auf die Dauer nicht an ihrer Lagerstätte zu halten, sondern stürzen in die Tiefe, meist gleich nach ihrer Losbröckelung,

dazwischen aber auch erst bei Regenwetter, wenn der Boden schlüpfrig geworden ist. Dieser Vorgang wiederholt sich immer wieder und das Resultat ist, dass die oben abgestürzten Schuttmassen sich am Fuss des Gehänges als Schutthalde anhäufen. Oft erfolgt das Abstürzen nicht gleichmäßig über die ganze Fläche des Gehänges hin, sondern vorwiegend längs gewisser Linien — der Steinschlagrinnen. An deren unterm Ende baut sich dann der Schutt kegelartig ins Thal hinaus. (Fig. 86.) Die Böschung der Schutthalden schwankt von Ort zu Ort nicht unbeträchtlich; 15° und 40° dürften die Extreme, rund 30° der häufigste Wert für Schutthalden sein, die ganz ohne Mitwirkung von Wasser entstehen. Dieser Böschungswinkel kann nicht überschritten werden; geschieht das für einen Augenblick, wird also der Schuttkegel übersteil, so wird doch sofort durch Abrutschen der zu steilen Partieen wieder die alte Böschung hergestellt. Es ist genau wie bei einem Haufen trocknen Sandes: man mag abgraben, so viel man will, und wird doch nie eine Böschung erzielen, die steiler ist als diejenige, die der Sand bei freier Aufschüttung annimmt. Dieser Winkel von 30° giebt zugleich die untere Grenze an, über die sich die Böschung eines Felsgehänges erheben muss, damit ein regelmäßiges Abstürzen der losgelösten Trümmer stattfindet.

Fig. 86.

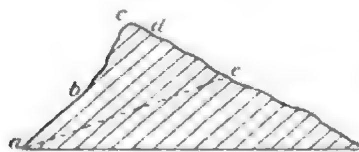


Schutthalden, aus Steinschlagrinnen sich ins Thal hinausbauend (nach Heim).

Die Schuttmassen, die in dieser Weise im Hochgebirge zur Tiefe gelangen, sind außerordentlich groß. Würden nicht gewisse Vorgänge ein endloses Wachsen verhindern, so würden die Schutthalden immer höher und höher an den Gehängen hinaufgreifen und schließlich die Wände ganz verhüllen; es könnten sich steiler abgeböschte Felshänge nirgends auf die Dauer halten. Unter den das Anwachsen der Schutthalden hemmenden Vorgängen stehen die Flüsse obenan. Sie schneiden die Halden, die bis in ihr Bett vorgedrungen sind, an; dadurch wird die Böschung übersteil und ein Nachrutschen von oben ist die Folge — die Schutthalde erniedrigt sich.

Nicht immer fallen Felstrümmer in kleinen, erst im Laufe der Zeit sich summierenden Mengen. Dazwischen treten Abbrüche von gewaltigen Felsmassen auf einmal, katastrophenartig ein — die Bergstürze. Die Bedingungen zur Entstehung von Bergstürzen sind besonders im Hochgebirge oft vorhanden. Es bedarf dazu nur eines untergrabenen, übersteilen Gehänges. Die große Mehrzahl der Gesteine wird von Flächen geringerer Kohäsion

Fig. 87.

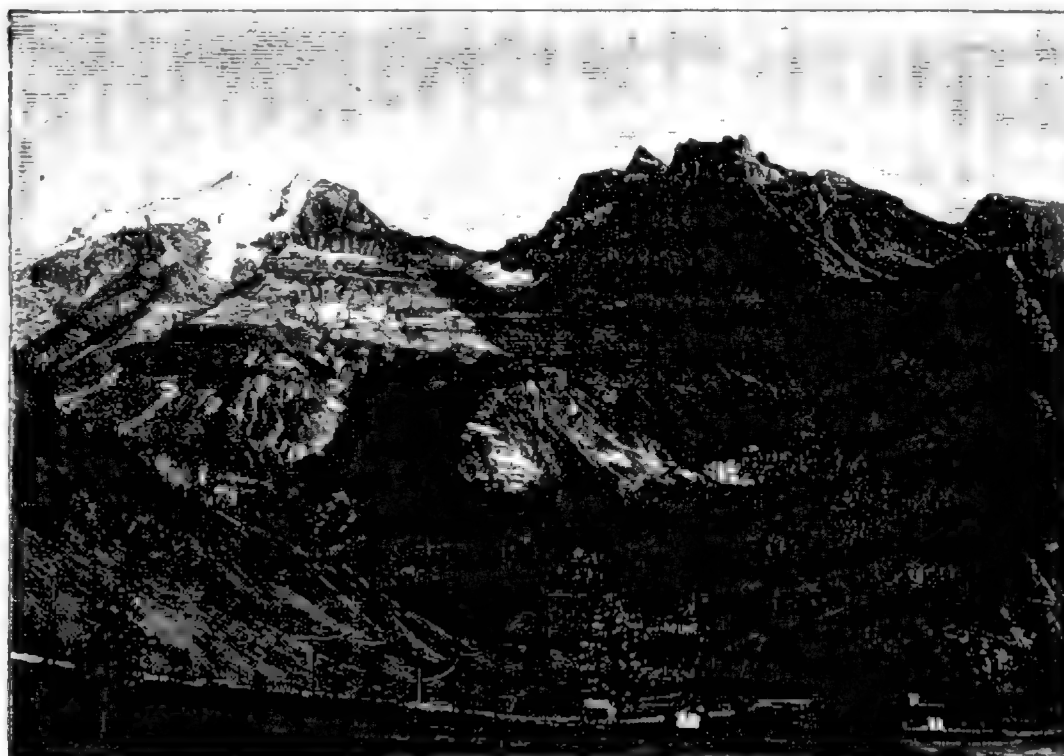


Verhältnis der Schichtung zum Thalgehänge.
bc übersteiles Gehänge;
abd normales Gehänge;
ae sicheres Gehänge.

durchzogen, seien es Klüfte infolge von Schichtung, von Absonderung oder von Dislokationen. Sobald diese Flächen geringerer Kohäsion in der Richtung des Thalgehänges verhältnismäßig steil geneigt sind, zugleich aber weniger steil als das Gehänge selbst, so dass sie am Gehänge ausstreichen, muss das Gehänge als untergraben oder übersteil bezeichnet werden, da ein solcher Zustand auf die Dauer nicht haltbar ist. Fig. 87 wird das am besten klar legen. Die ausgezogenen parallelen Linien stellen Flächen geringer Kohäsion — etwa Schichtfugen — dar. Ist der Böschungswinkel des Gehänges kleiner als der Neigungswinkel der Kluftflächen, so ist das Gehänge sicher (gestrichelte Linie); ist er gleich, so

Fig. 88.

Osten Doldenhorn Fisistock Westen



Abrissnische des Bergsturzes von Kandersteg.
(Nach einer Photographie des Verfassers.)
Die Fortsetzung des Fisistocks östlich der senkrechten Wand ist auf den schimmernden Schichtflächen zur Tiefe gefahren.

ist das Gehänge normal; ist er größer, so ist das Gehänge untergraben oder übersteil. Der Zusammenhang des Gesteins braucht nur entlang der Fuge *bd* etwas gelockert zu werden, so stürzt die ganze oberhalb befindliche Gesteinsmasse herab. Im allgemeinen muss der Fallwinkel der Flächen geringer Kohäsion zum Zustandekommen eines Bergsturzes 30° übersteigen; doch schwankt diese Grenze, weil die Reibung von Stein auf Stein je nach dem Gestein verschieden ist. Da die Flächen geringster Kohäsion bei den meisten Schichtgesteinen Schichtflächen sind, so sind übersteile Isoklinalgehänge besonders für Entstehung von Bergstürzen

günstig. Bergstürze, die durch ein solches Ausgleiten der untergrabenen Schichten auf einer Schichtfläche entstehen, bezeichnet Penck als Felsausrutschungen. Solche Felsausrutschungen sind z. B. der gewaltige Bergsturz von Flims und die Bergstürze von Felsberg im Rheinthal oberhalb Chur, desgleichen der prachtvolle Bergsturz von Kandersteg im Berner Oberland. Die Abrutschfläche des letzteren schimmert viele Kilometer weit hin (Fig. 88).

Streicht am übersteilen Gehänge eine thonige Schicht aus, so kann leicht, wenn diese stark durchfeuchtet ist, auf ihr das Hangende ins Glitschen kommen, auch bei einem Fallen der Schichten weit unter 30°; die thonige Schicht funktioniert als Schmiermittel, wie das beim Bergsturz von Goldau 1806 der Fall war. Heim nennt solche Bergstürze Felsschlipfe. Auch Gehänge, die in Bezug auf Absonderungsflächen übersteil sind, desgleichen alle unterhöhlten Gehänge, neigen zu Bergstürzen. Durch künstliche Unterhöhlung entstand der Elmer Sturz von 1881. (Fig. 89).

Fig. 89.



Profil durch das Gebiet des Bergsturzes bei Elm vom 11. September 1881 nach A. Heim. *a* eocäne Dachschiefer, *b* weichere Schiefer, *c* Nummulitenkalk, *d* Schiefer, *e* ehemaliger Schieferbruch, *f* abgestürzte Schiefermasse.

Von den eigentlichen Felsstürzen und Felsschlipfen unterscheidet Heim die Schuttrutschungen und Schuttstürze. Auch sie entstehen an übersteilen Gehängen; allein die Übersteilheit ist hier eine Folge der starken Durchfeuchtung des Schuttes, der als Schlammstrom sich in Bewegung setzt und oft durch Entwässerung zum Stehen gebracht werden kann.

Eine ganz besondere Art von Bergstürzen bilden endlich die Einstürze; sie sind an die Existenz von Hohlräumen und daher an das Auftreten löslicher Gesteine geknüpft. In höhlenreichen Kalkstein- und besonders in Gypsgebieten spielen sie eine nicht unwichtige Rolle.

Von seiner ursprünglichen Lagerstätte — dem Abrissgebiet*) — wo in der Regel schon einige Zeit vorher kleine Gesteinsablösungen, Risse und Spalten die nahende Katastrophe ankündigten, stürzt die Masse des Bergsturzes durch die Sturzbahn zur Tiefe und kommt hier im Ablagerungsgebiet zur Ruhe. Die Bewegung beim Bergsturz ist nur selten vertikal

*) Oft auch Abrissnische genannt.

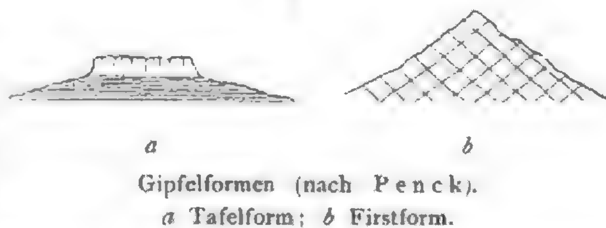
abwärts gerichtet wie bei den Einstürzen; meist erfolgt sie auf schiefer Ebene und ist dann eine Art Fließen und zwar um so mehr, je weniger geneigt die Sturzbahn ist. Die einzelnen Trümmer, die mit großer Geschwindigkeit abwärts schießen, hindern einander am freien Springen und verschieben sich an einander wie die Teilchen einer Flüssigkeit. Infolge des Umstandes, dass nur ein Teil der Trümmer die Reibung an den Gehängen des Berges zu überwinden hat, der andere aber nur die Reibung an Nachbarstücken, die sich gleichfalls, aber mit etwas anderer Geschwindigkeit oder nach anderer Richtung bewegen — also gleichsam nur eine innere Reibung — vermag die Masse des Bergsturzes weit über die Schutthalden hinaus zu schießen; sie überdeckt, zur Ruhe gekommen, oft eine große Fläche. Dabei schmiegt sich der Trümmerstrom auf das allerengste den Formen des Thales an. So wurde der Sturz von Elm, nachdem er zuerst geradeaus gegangen war, am Düniberg, an dem er wohl 100 *m* hoch hinauf brandete, in die Richtung des Hauptthales abgelenkt.

Die Gesteinsmassen, die in einem Bergsturz zur Tiefe brechen, können sehr bedeutend sein. Der Bergsturz von Kandersteg umfasst z. B. 1 *cbkm*. Trotzdem machen sich die Lücken, die sie am Berg hinterlassen, nur dann sehr augenfällig geltend, wenn das Abrissgebiet in der Gipfelregion der Berge liegt, wie bei Flims und Kandersteg, wo große Bergklötze abgerutscht sind, oder bei der Bocca di Brenta, wo 1882 eine 300 *m* hohe Bergspitze abstürzte. Ihre Bedeutung für die Ausgestaltung der Formen der Erdoberfläche ist weit geringer als die der regelmäßigen Schuttabfuhr und Schutthaldenbildung.

Die Zahl der Bergstürze, die in den Alpen in historischer Zeit gefallen sind, ist groß, noch größer die der prähistorischen, die niedergingen, als durch das Schwinden der großen Gletscher der Eiszeit die übersteilen Thalgehänge ihr Widerlager verloren.

Die durch Absturz entstehenden Formen sind sehr charakteristisch, sowohl im Abrissgebiet als auch im Ablagerungsgebiet. Im Abrissgebiet bilden sich bei Bergstürzen und gewöhnlichen stetigen Schuttabstürzen im wesentlichen gleiche Formen. Die Kluftsysteme, an denen die Verwitterung in die Tiefe arbeitet und an denen der Abriss erfolgt, werden hier maßgebend. Oft sind bei Schichtgesteinen außer den Schichtfugen Klüfte senkrecht zur Schichtfläche vorhanden; dann bilden sich bei horizontaler Lage der Schichten Berge von Tafelform mit senkrechten Abstürzen, bei schräger Stellung der Schichtung und entsprechend auch der Klüftung dagegen Berge von Firstform mit geneigten Gehängen (Fig. 90 *a* und *b*). Auch Gesteine mit ausgesprochener Schieferung weisen in der Regel die Firstform auf. Tafel und First

Fig. 90.



Gipfelformen (nach Penck).
a Tafelform; *b* Firstform.

sind die Grundgestalten der Bergformen, auf die sich alle anderen ohne Schwierigkeit zurückführen lassen.

Die Formen im Ablagerungsgebiet des gewöhnlichen Schuttes und der Bergstürze sind sehr verschieden: dort Schutthalden, die durch gleichförmige Neigung ausgezeichnet sind, hier ein wirres Durcheinander von kleinen Hügeln, die zwischen sich mehrfach Becken einschliessen und hier und da eine Anordnung in Wälle — eine Folge der fließenden Bewegung beim Sturz — erkennen lassen.

Die Einstürze erzeugen im wesentlichen lochartige Vertiefungen im Boden; die Höhle wird durch die Trümmer ausgefüllt; Schutt stürzt von den zuerst vielleicht senkrechten Wänden in die Vertiefung nach und die entstehenden Schutthalden geben ihr eine Trichterform.

Abspülung. Ein Abstürzen der durch die Verwitterung vom festen Gestein losgelösten Trümmer kann nur bei verhältnismäßig steiler Böschung erfolgen. Auf weniger steilen Gehängen häuft sich der Schutt der mechanischen und der chemischen Verwitterung an, wenn ihn nicht die Abspülung durch den Regen entfernt. Die Abspülung wirkt wie das Abstürzen flächenhaft; ihre Wirkungen unterscheiden sich dadurch deutlich von den an eine Linie geknüpften Wirkungen der Flüsse.

Nur wenn die Oberfläche, auf die der Regen fällt, ganz gleichmäßig und einheitlich geneigt ist, wird das ganze Gehänge gleichmäßig vom Regenwasser überspült. Fehlt jene Gleichförmigkeit, so vereinigen sich die Wassermassen in zahllosen kleinen Äderchen und Adern, die abwärts laufen; es ist dann die Abspülung entlang der kleinen Betten jener Adern größer als rechts und links; doch fehlt sie auch hier nicht. Das Wasser ergreift die kleinen von der Verwitterung geschaffenen Trümmer, zuerst die Thonpartikel, die als Rückstand der chemischen Verwitterung zurückblieben, dann die Sandkörner, bei stärkerem Gefälle auch kleine Gesteinsbrocken und reißt sie mit sich fort. Hauptsächlich dadurch, dass diese harten, über das Gestein forttransportierten Körper bald hier, bald dort anprallen und die Wandungen der Rinne scheuern, vermag zugleich das spülende Wasser auch das frische Gestein anzugreifen und Teilchen davon loszutrennen: es korradiert.* Neben der mechanischen Korrasion übt die Abspülung an löslichen Gesteinen auch eine chemische Korrasion aus, indem sie sie löst. Dabei zeigt sich die Neigung Widerstehendes aus dem weniger Widerstandsfähigen herauszupräparieren. Überspülte Felsen sind immer rauh.

Das von der Abspülung herabgeschwemmte Material bleibt nur in seltenen Fällen am Fuß des Gehänges in Form einer Schwemmhalde liegen; meist gelangt es mit dem Wasser in einen Bach oder Fluss und wird von diesem weiter verfrachtet.

*) Statt des Wortes Korrasion, das besonders v. Richthofen in die deutsche Litteratur eingeführt hat, wird dazwischen auch das Wort Korrosion gebraucht. Wir halten am Ausdruck Korrasion fest, weil die Ausdrücke Korrosion und korrodiert doch mehr für chemische Auflösung im Sinn von Zerfressen Anwendung finden. Korrosion ist also chemische Korrasion.

Von Einfluss auf den Betrag der Abspülung ist zunächst die Regenmenge; wo diese sehr gering ist, wie in der Wüste, spielt auch die Abspülung keine große Rolle. Da der Regen im allgemeinen mit der Seehöhe zunimmt, wächst in der gleichen Richtung auch die Abspülung. Besonders stark spülen heftige Regengüsse; daher ist auf der Südseite der Alpen, die heftige Regen erhält, die Abspülung stärker als auf der Nordseite. Wo schmelzende Schneemassen vorhanden sind, ist die Abspülung immer wirksam. Die Zeiten der Schneeschmelze sind daher Zeiten starker Abspülung; in den Niederungen ist es der Frühling, im Hochgebirge der Sommer. Je steiler ein Hang, desto stärker wird er gewaschen; so bleibt auf verhältnismäßig steilen, nackten Felshängen nichts liegen; selbst große Stücke werden fortgeschafft oder, indem sie ihrer Unterlage beraubt werden, zum Abstürzen gebracht. Die Korrasion ist der großen Geschwindigkeit des Wassers und der Größe der bewegten Trümmer wegen sehr erheblich. Aber auch bei ganz kleinen Böschungen ist noch Abspülung vorhanden; die Trübung der Flüsse der Ebene nach starken Regengüssen ist ein Beweis dafür. Freilich erstreckt sich die Abspülung hier hauptsächlich nur auf die Thonpartikel der Verwitterungsrückstände.

Von maßgebendem Einfluss ist der Gesteinscharakter. Durchlässige Gesteine, in die ein großer Teil des Regenwassers sofort einsickert, sind der Abspülung weit weniger ausgesetzt als undurchlässige, auf denen die gesamte Regenmenge zum Abfluss kommt. Alle thonigen und lehmigen, ferner alle massigen Gesteine werden weit stärker abgespült als etwa Sandsteine und Kalksteine, die den fallenden Regen gierig verschlucken. Auch die Kohäsion des Gesteins spielt eine große Rolle. Weiche Gesteine wie Mergel werden viel stärker bei der Abspülung korradiert als harte, wie etwa Quarzgesteine. Lösliche Gesteine werden von der Abspülung gleichfalls anders bearbeitet wie unlösliche. Mächtige Massen von Lehm und trockenem Schlamm, die den fallenden Regen zuerst gierig aufsaugen, bis sie ganz durchtränkt und dadurch impermeabel geworden sind, verwandeln sich bei anhaltendem Regen in einen Brei, der ins Rutschen kommen und sogar mehr oder weniger rasch abwärts fließen kann — es entsteht eine Mure oder Rüfe (siehe unten S. 236). Endlich ist von hoher Wichtigkeit die Verwitterbarkeit des Gesteins. Gesteine, die von der Verwitterung, besonders von der chemischen Verwitterung, wenig leiden, werden wegen der geringern Zertrümmerung auch viel weniger abgespült.

Einen, wenn auch nicht vollständigen Schutz vor Abspülung gewährt die Vegetation. Dies beruht nur zum Teil darauf, dass sie mit ihren Wurzeln das Erdreich zusammenhält. Viel wichtiger ist, dass es dort, wo Vegetation den Boden ganz überkleidet, nicht zu einem lebhaften Abfließen des Regenwassers kommen kann, wie es die Abspülung verlangt. Der Regen sickert sofort nach dem Fall in den lockeren Vegetationsboden ein, fließt also gar nicht oberflächlich ab, sondern im Boden selbst und entsprechend langsam. Der Boden saugt sich wie ein Schwamm

voll Wasser, das er allmählich erst wieder abgiebt. Das gilt vor allem vom Waldboden. Wald hindert daher die Abspülung fast vollständig, in viel geringerem Maß auch Rasen, doch nur solange er nicht verdorrt ist. Steppen mit periodischem Rasenkleid werden dagegen abgespült.

Gewaltig sind in morphologischer Beziehung die Wirkungen der Abspülung. Ein bedeutungsvoller Faktor ist sie zunächst in der Ausgestaltung der Gipfelformen. Dadurch, dass sie das Verwitterungsmaterial

Fig. 91.



Blockbildung auf einem Gipfel.

entfernt, legt sie die durch die Verwitterung verursachten Formen auch dort frei, wo ein trockenes Abstürzen der Verwitterungsprodukte nicht möglich ist. Ihr Werk sind die Blockmeere oder Felsenmeere der Granitgipfel. Indem sie die Produkte der chemischen Verwitterung, die den Klüften folgte, fortschafft, den unversehrten Kern der einzelnen Blöcke aber liegen lässt, gestaltet sie ein ursprünglich kompaktes Gestein in ein Haufwerk von lose aufeinander getürmten Blöcken um (Fig. 91). Auch bei der Modellierung der zackigen Gipfel des Hochgebirges ist sie rege thätig und unterstützt die Wirkung des Abstürzens; sie entfernt das verwitterte Material und lässt als feine Spitzen und Rippen das unverwitterte stehen.

Fig. 92.

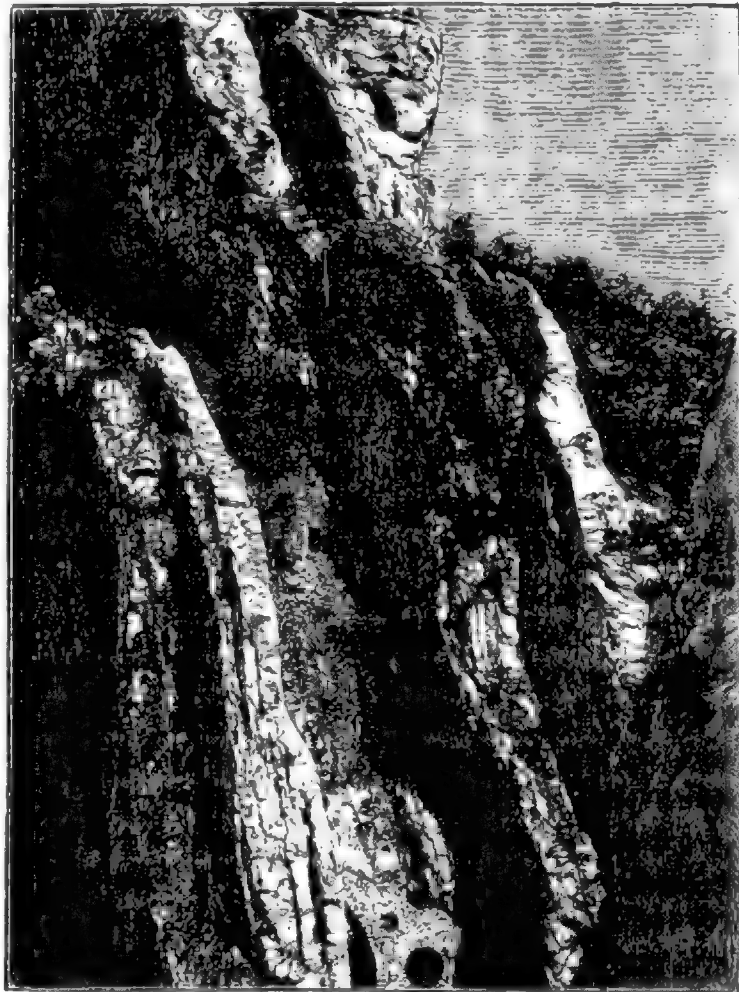


Durch Absturz und Abspülung entstandene Treppenform des Gehänges am Glärnisch (nach Heim).

Ein ferneres Resultat der Abspülung ist die Herausbildung und Erhaltung einer gleichsinnigen Abdachung aller Gehänge bis herunter zum Gewässer, das das Spülwasser sammelt und fortführt. Einzig und allein im Kalkgebirge, wenn etwa das Wasser in Klüfte herabstürzt, um unterirdisch weiter zu fließen, vermag die Abspülung durch Erweiterung jener Klüfte trichterförmige Becken zu bilden, wie sie nicht selten in Karstländern zu beobachten sind. Die unter Mitwirkung der Abspülung

entstandenen Gehänge sind flacher als die ausschließlich durch Absturz gebildeten. Die Abspülung mindert die natürlichen Böschungswinkel der Gesteine und zwar um so mehr, je mehr Wasser in Thätigkeit tritt und je mehr das Gestein abspülbar ist. Daher treffen wir in den Wüsten, wo die Abspülung fehlt, so sehr steile Böschungen. Undurchlässige Gesteine nehmen geringere Böschungen an als durchlässige, weiche geringere als harte, und verwitterbare gleichfalls geringere als unverwitterbare. Da in den Schichtenserien, die die Erdrinde zusammensetzen, fortwährender Wechsel zwischen verschieden beschaffenen Schichten herrscht, so gewinnt allmählich ein jedes überspülte Gehänge, an dem Schichten in mehr oder minder schwebender Lagerung ausstreichen, Treppenform, indem der Böschungswinkel von Schicht zu Schicht wechselt. Kalk und Sandstein bilden die steilern Partieen, Mergel, Schieferthon, Lehm u. s. w. die weniger steilen (Fig. 92). Findet ein Wechsel der Gesteinsbeschaffenheit bei aufrecht gestellten Schichten statt, so werden die der Abspülung widerstehenden harten Gesteine förmlich aus den weichern herauspräpariert; die harten bleiben als Rippen stehen (vergl. Fig. 93). Ja, es kann die Abspülung ganze Pfeiler oder Säulen als Überreste früher weit ausgedehnter Ablagerungen zurücklassen. Ein berühmtes Beispiel hierfür bieten die sogenannten Erdpyramiden, wie sie am Ritten bei Bozen, sowie an andern Punkten der Südalpen beobachtet werden (vergl. Fig. 94). Die Vorkommnisse knüpfen sich in den Alpen an Schlammablagerungen, in die große Blöcke eingestreut sind (Moränen der Eiszeit). Ursprünglich füllte am Ritten die

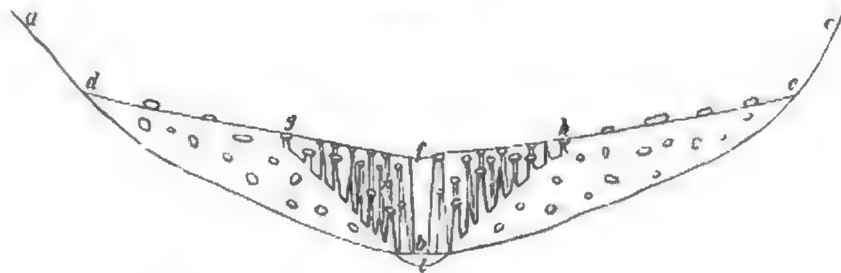
Fig. 93.



Kalkplatten in der Klus von Münster (Berner Jura), durch Abspülung aus weniger widerstandsfähigen Schichten herauspräpariert. (Nach einer Photographie des Verfassers.)

Schlammablagerung ein Thälchen ganz aus; ein Bach hat sich jedoch darin eingeschnitten und nun arbeitet die Abspülung an den Gehängen. Wo der Schlamm ungeschützt liegt, wird er abgespült. Ist ein Block bloßgelegt, so bewahrt dieser seine Unterlage vor Abspülung. Während rechts und links Material entfernt wird, bleibt durch den Block wie durch einen Regenschirm geschützt eine Säule des festen trocknen Schlammes stehen, unter Umständen 30 *m* Höhe erreichend. Oben schlank, verbreitert sie sich nach unten. Solcher Säulen stehen unzählige nebeneinander, die Mehrzahl gekrönt von einem schirmenden Stein. Stürzt der Stein ab, so ist damit der Untergang der Säule besiegelt; sie hält sich noch eine Zeit lang, dann aber erliegt sie der Abspülung, der sie nunmehr schutzlos preisgegeben ist. Wo langanhaltende Regen sehr häufig sind, wie in den Nordalpen, kommt es überhaupt nicht zur Bildung schöner Erdpyramiden. Hier verwandelt sich die Moräne infolge der starken Durchfeuchtung in einen zähen Brei, der seitwärts ausquillt.*)

Fig. 94.



Durchschnitt zur Erklärung der Bildung der Erdpyramiden.
a b c die Wände und die Sohle des im Porphyr ursprünglich ausgewaschenen Thales. *d f e* die Ausfüllung des Thales durch Moränenschutt eines alten Gletschers. *g l h* jetziger Thaleinriss mit Erdpyramiden zu beiden Seiten.

Auf analoge Weise können alle möglichen harten Gesteine aus einer weichern Umgebung herausgeschält werden. Besonders schön ist das bei Gängen vulkanischer Gesteine zu beobachten, die weiche Tuffmassen durchsetzen; als mächtige Platten ragen sie über ihre Umgebung empor. Berühmt ist ferner der «Pfahl» im bairischen Wald, ein auf einer Strecke von 140 *km* aus Gneis herauspräparierter Quarzgang, der bald als zackige Mauer, bald als Klippenzug erscheint.

Die Entstehung der Erdpyramiden zeigt, wie die Abspülung in einer im großen und ganzen homogenen Ablagerung durch zufällige Hindernisse zu ungleichmäßiger Arbeit gezwungen wird. Das wiederholt sich oft an Gehängen. Ein kleiner Stein kann die abwärts fließenden Wasser teilen und sie links und rechts abströmen lassen; während er das unterhalb gelegene Gestein vor Abspülung schützt, werden zu beiden Seiten vom Wasser Furchen eingenagt; so wird die Abspülung in gewisse

*) Ausgezeichnete Erdpyramiden zeigt uns auch das beistehende Bild Fig. 95 aus dem Himalaya. Typisch sind hier auch die Schutthalden entwickelt.

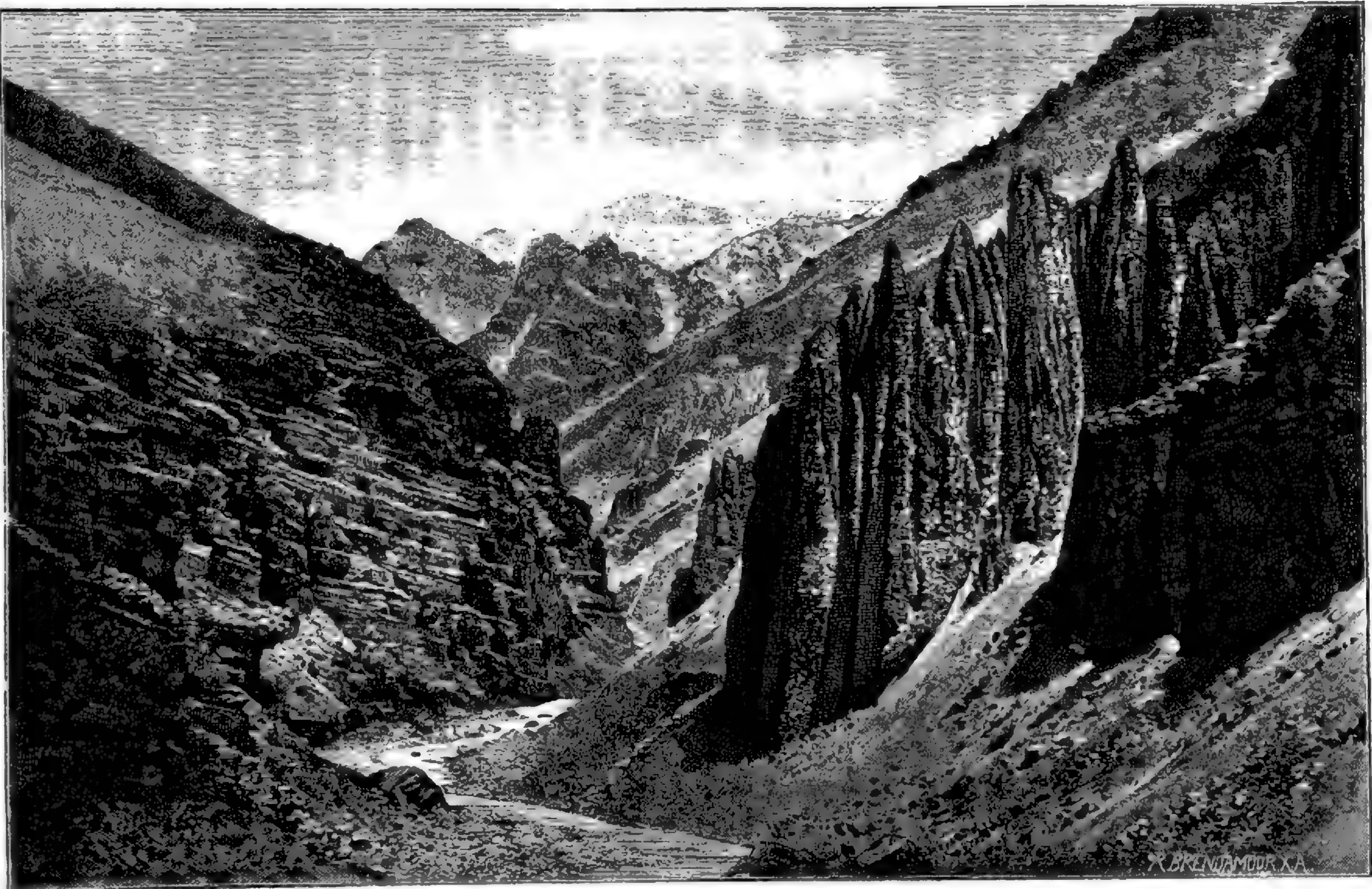


Fig. 95. Erdpyramiden am Lagudatsibach bei Kioto, Spiti, Himalaya.
(Nach einer Photographie.)

lineare Bahnen gelenkt. Sie erzeugt dann parallel zu einander abwärts laufende Rinnen, sogenannte Regenrinnen (Fig. 96). Die bekannteste, auch im regenreichen Europa mehrfach vorkommende Art der Regenrinnen sind die Karren oder Schratten. Sie entstehen infolge der Fähigkeit des Wassers Kalk zu lösen. Da die Löslichkeit von Punkt zu Punkt wechselt, so schafft das über eine geneigte Kalkfläche herabrieselnde Wasser bald Unebenheiten. Sind diese einmal vorhanden, dann koncentriert sich das Abfließen auf einzelne Linien, und an diesen wird nun

Fig. 96.

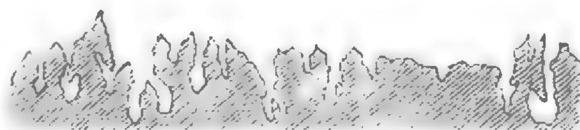


Regenrinnen auf geneigtem Schrattenkalk am Säntis (Schweiz).
(Nach einer Photographie des Verfassers.)

der Kalk energisch gelöst, während er rechts und links weit weniger angegriffen wird. Immer mehr vertieft sich jede Rille und die Scheiderücken dazwischen heben sich immer schärfer heraus. Dabei erweitern sich die Rinnen am Grund. Nicht selten erreichen sie 1—2 *m*, ja sogar 4—10 *m* Tiefe. Ihre Gestalt ist äußerst unregelmäßig, entsprechend unregelmäßig auch die der Rücken (Fig. 97 und 98); sie ziehen meist einander parallel; oft kommen ihnen von den Rippen rechts und links kleine Nebenfurchen zu. Die Rippen und Kämme zwischen den Furchen sind nicht selten messerscharf, so dass viele Karren schwieriger zu durchwandern

sind als manches Gletscherlabyrinth. Dabei ist die Oberfläche des Gesteins rauh: alle die weniger löslichen Partieen und Partikel bilden Erhabenheiten. Neben diesen ausschließlich auf die Wirkungen des fließenden Wassers zurückzuführenden Rinnen der Karrenfelder treten in manchen Karrengebieten auch tiefe Fugen auf, die an Klüfte im Gestein geknüpft sind, welche durch das Wasser erweitert wurden; diese Fugen verlaufen ziemlich unabhängig von der Neigung der Oberfläche und zeichnen sich durch ihre Größe und Tiefe aus. Sehr schön werden sie von E. Chaix aus dem Gebiet der Désert de Platé in den savoyischen Kalkalpen geschildert.

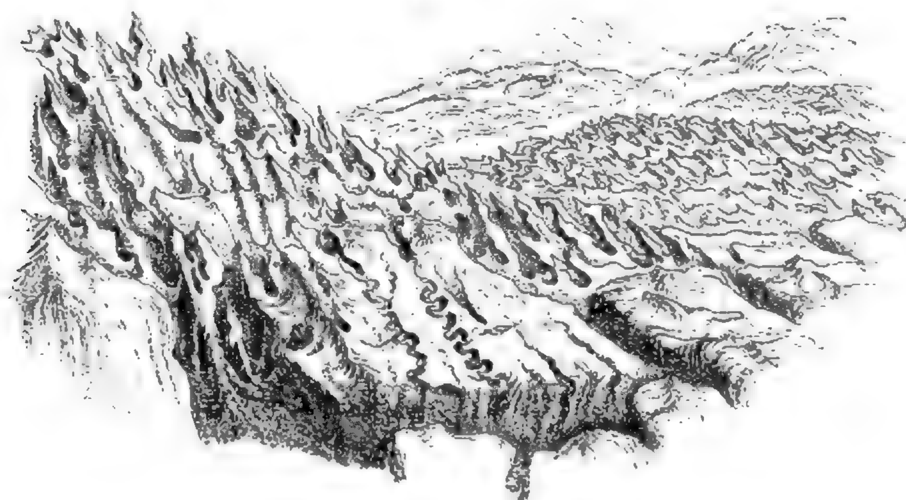
Fig. 97.



Karren im Durchschnitt.

Das Auftreten von Karren ist ganz an lösliche Gesteine geknüpft. Niemals zeigen sie sich auf Schiefer, auf massigem Gestein oder auf Sandstein. Karrenähnliche Gebilde treten dagegen dazwischen auf Gyps und ebenso auf Eis und auf Schnee auf. Die typischen Karren aber sind eine Eigentümlichkeit reiner Kalksteine. Hier entstehen Karren auf allen frei

Fig. 98.



Karren auf der Silbernalp (nach Heim.)

zu Tage liegenden Kalkflächen und in allen Höhen, sofern nur abspülendes Wasser wirksam ist. Die Vegetation ist der Bildung der Karren feindlich, weil sie die Abspülung hemmt. Wo man im Walde Karren findet, da sind sie gleichsam tot — sie vertiefen sich nicht weiter und die Rücken zwischen ihnen haben alle Schärfe verloren. Sie sind in vielen Fällen offenbar zu einer Zeit entstanden, wo der Boden vegetationslos war.

Besonders schön entwickeln sich Karren auf schwach geneigten Kalkflächen. Selbst auf fast vollkommen horizontalen Flächen treten sie

auf, doch fehlt ihnen dann die regelmäßige parallele Anordnung. Dafür finden sich hier in großer Zahl Karrenbrunnen; es sind das durch Auflösung brunnenartig erweiterte Klüfte, in denen das abspülende Wasser in die Tiefe verschwindet. Ihre Wandungen sind gewaltig zerfressen. Auf stark geneigtem Gelände sind Karrenbrunnen seltener. Zu den großartigsten Karrenfeldern gehören diejenigen der Silbernalp und der Karrenalp im Kanton Glarus, die Heim in seiner Monographie der Karren eingehend schildert (vgl. Fig. 97 und 98). Ein ausgezeichnetes Karrengebiet ist ferner der Karst. Überhaupt neigen alle vegetationslosen Kalkplateaus zu Karrenbildung.

Die geographische Verbreitung der Abspülung ergiebt sich eigentlich schon aus dem oben über die sie beeinflussenden Faktoren Gesagten. Die regenreichen Gebiete der Erde wären der Abspülung am meisten ausgesetzt; allein gerade sie sind im allgemeinen durch üppige Vegetation vor Abspülung geschützt. Um so gewaltiger entwickelt sich die Abspülung, wo das natürliche Pflanzenkleid von Menschenhand verletzt ist: in den ihres Waldes beraubten Gebieten ist sie nicht selten verheerend thätig. Gleichfalls stark heimgesucht sind die Teile der Erdfeste, die über die Vegetationsgrenze emporragen: die Hochgebirgsregionen, die dazu noch besonders reichlichen Regen genießen; desgleichen die Polarregionen. Verhältnismäßig sehr stark abgespült werden Gebiete geringern Niederschlages, die spärlich bewachsen zu sein pflegen, während Gebiete ohne oder fast ohne Niederschlag wieder der Abspülung entzogen sind. Das gilt vor allem von den Wüsten; hier übernimmt zum Teil der Wind die Rolle der Abspülung bei der Entfernung der Verwitterungsprodukte.

Dadurch dass die Abspülung die Böschung der Gehänge mindert, trägt sie in hohem Grade zur Erniedrigung des Landes bei. Diese Erniedrigung geht so lange vor sich, als das abfließende Regenwasser noch zu spülen vermag; das aber hört erst bei sehr kleinen Böschungen auf. Wie rasch die Abtragung des Landes erfolgt, hängt jedoch nicht sowohl von der Abspülung ab als von der Verwitterung, die das Gesteinsmaterial für die Abspülung vorbereitet. Immer aber ist der Abspülung durch die Flussläufe, in die das Wasser einfließt, eine Grenze gesetzt. Unter das Niveau der Flussläufe vermag die Abspülung das Land nicht zu erniedrigen. Liegen die Flussläufe eines Gebietes fest, so dass sie sich nicht in ihre Unterlage einschneiden, so werden Verwitterung und Abspülung zusammen schließlich ganz flache Oberflächenformen schaffen, die nach den Flüssen zu sich abdachen, aber in so geringen Böschungen, dass diese gerade noch genügen, um das Abfließen des Wassers zu gestatten, ohne dass dieses imstande wäre, Material mit sich zu schleppen. Eine weitere Erniedrigung ist ausgeschlossen. Schneiden dagegen die Flüsse in die Tiefe ein, so bieten sich der Abspülung immer neue Angriffspunkte in den übersteilen Partieen und sie trägt unter Umständen die Gehänge ebenso rasch ab, wie der Fluss sein Bett eintieft. (Vgl. unten S. 233).

Flüsse und Flusswirkungen.

Allgemeine Eigenschaften der Flüsse. Der auf die weiten Flächen des Landes fallende Regen, zusammen mit dem austretenden Quellwasser, fließt, der Neigung des Bodens folgend, ab und sammelt sich bald in Wasserläufen. Kleine Wasserläufe heißen Bäche; die Bäche treten zu Flüssen zusammen und die Flüsse zu Strömen. Jeder Wasserlauf, mag er groß oder klein sein, hat einen Ursprung und ein unteres Ende. Da der Ursprung nicht selten durch eine aus dem Gestein hervortretende Quelle gekennzeichnet wird, gebraucht man dafür meist das Wort Quelle. Oberhalb des Ursprungs ist von einem geschlossen fließenden Bach nicht mehr die Rede; das Wasser überspült hier den Boden schon mehr flächenhaft oder doch in zahllosen kleinen Adern. Das untere Ende eines Wasserlaufes heißt Mündung, sofern der Lauf sein Wasser hier mit einem andern Wasserlauf vereinigt oder sich in ein stehendes Gewässer ergießt. Endigt der Lauf dagegen durch Versickern oder Verdunsten ohne ein anderes Gewässer zu erreichen, so spricht man von einem blinden Stromende oder auch Stromende schlechthin. Viele Steppenflüsse haben wohl ein Stromende, aber keine Mündung. Zwischen dem Ursprung und der Mündung, bezw. dem Stromende, spannt sich der Wasserlauf in einer stetig absteigenden und nirgends aufsteigenden Kurve aus; Flüsse fließen immer bergab. Die Strecke vom Ursprung zum Ende legt ein Wasserlauf nie auf dem allerkürzesten Weg zurück, sondern immer mit Umwegen. Das Verhältnis der thatsächlichen Länge des Laufes zur geraden Entfernung zwischen Ursprung und Ende bezeichnet man als Stromentwicklung.

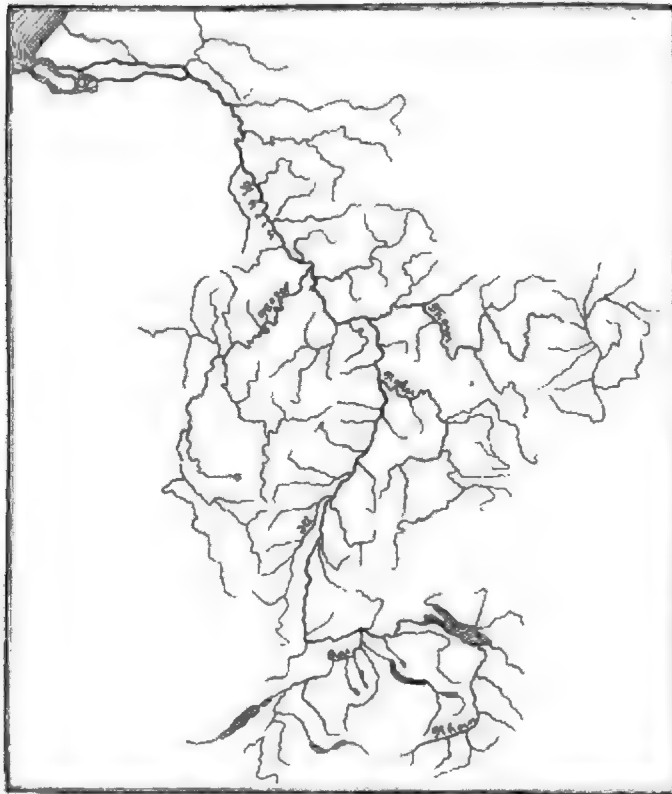
Dasjenige Gebiet, aus dem ein Wasserlauf sein Wasser bezieht, heißt sein Einzugsgebiet oder Stromgebiet. Die sämtlichen Wassermassen eines Einzugsgebietes verlassen dieses in einem einzigen Wasserlauf. Jedes Einzugsgebiet hat eine gleichsinnige Abdachung, d. h. man kann von jedem Punkt auf einem bestimmten Weg bis zum untern Ende des Einzugsgebiets gelangen, ohne nur einmal aufwärts zu steigen. Umgrenzt wird das Einzugsgebiet durch Wasserscheiden, die es allseitig von den Einzugsgebieten benachbarter Wasserläufe abgliedern; an ihnen scheiden sich die Regenwasser, wie an einem Dachfirst und fließen nach links dem einen, nach rechts dem andern Wasserlauf zu. Die Wasserscheiden entsprechen Anschwellungen der Landoberfläche; sie sind jedoch keineswegs immer an deutliche Kämme oder an Gebirge geknüpft; gerade die Hauptwasserscheiden, die die größten Stromgebiete von einander trennen, ziehen vielfach über ebenes Land dahin.

Jeder Bach hat sein Einzugsgebiet; vereinigen sich mehrere Bäche zu einem Fluss, so schließt das Einzugsgebiet dieses Flusses auch die Einzugsgebiete der einzelnen Bäche in sich ein. Die Größe des Einzugsgebiets kann sehr verschieden sein. Vom Einzugsgebiet eines kleinen Baches von wenigen Quadratmetern bis zu dem eines Riesen-

stromes giebt es alle Zwischenstufen. Der Amazonas hat ein Einzugsgebiet, das nahezu gleich der Hälfte von Europa ist; ihm folgen La Plata, Obj und Mississippi, jeder mit einem Einzugsgebiet etwa gleich drei Zehnteln von Europa, und Jenissei, Nil und Lorenzstrom gleich einem Viertel. Die Wolga, der größte Strom Europas, entwässert nur 1/8 unseres Erdteils.

Sehr mannigfach kann sich die Form des Einzugsgebietes gestalten; meist aber ist sie mehr oder minder birnförmig, so dass die Breite etwa von der Mitte gegen die Mündung des Flusses hin abnimmt (Fig. 99). Es ist das eine Folge davon, dass sich zwischen die Einzugsgebiete größerer Flüsse in der Nähe ihrer Mündung selbstständige kleine Einzugsgebiete einschalten, die ihr Wasser nicht jenen großen Flüssen zusenden, sondern in das gleiche Gewässer münden, dem jene tributär sind, sei es nun ein Strom oder das Meer. So schalten sich zwischen die Stromgebiete der Elbe und des Rheins diejenigen der Weser und der Ems ein, zwischen Ems und Rhein wiederum Hunse und Vecht, und zwischen diese noch einige kleine direkt ins Meer gehende Bäche.

Fig. 99.

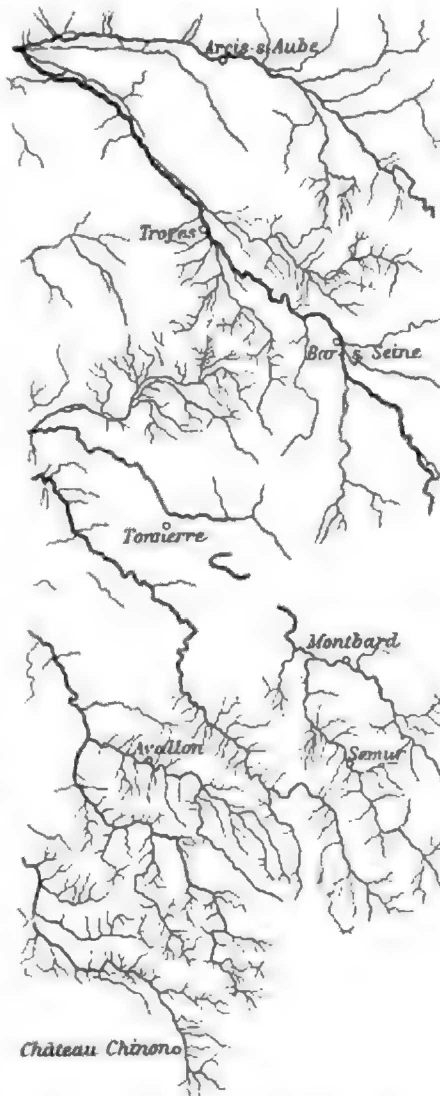


Das Stromgebiet des Rheins (1 : 8 000 000).

Innerhalb seines Einzugsgebietes kann ein Flusssystem sich ganz verschieden entwickeln. In der Regel unterscheidet man einen Hauptfluss, der sich durch Wasserreichtum auszeichnet, und Nebenflüsse, die in jenen einmünden. Herrscht eine Neigung des Bodens nach einer Richtung vor, so stellen sich parallele Flussläufe ein, die sich unter spitzem Winkel vereinigen, wie die Flüsse des schwäbischen Alpenvorlandes; welcher Fluss dabei zum Hauptfluss wird, hängt von zufälligen Verhältnissen ab. Begegnen einander zwei Abdachungen, so findet sich dort, wo sie zusammenstoßen, der Hauptfluss, in den sich von links und rechts, untereinander parallel, die Nebenflüsse ergießen. Sind dabei beide Abdachungen an Fläche gleich groß, so entsteht ein symmetrisches Flussystem, wie das des Po in der Poebene, sind sie ungleich, ein asymmetrisches, wie das der Donau oberhalb Wien.

Auf die Dichtigkeit des Flussnetzes ist die Durchlässigkeit des Gesteins von großem Einfluss, das das Einzugsgebiet zusammensetzt. In durchlässigem Gelände sind Flüsse überaus spärlich, weil alles Wasser versickert, im undurchlässigen dagegen sehr häufig. Ausgezeichnet ist das im Einzugsgebiet der obern Yonne und der obern Seine zu sehen (Fig. 100). Von maßgebendstem Einfluss ist das Klima. In regenarmen Gebieten, die meist noch eine starke Verdunstung haben, trifft man weite Strecken, die ganz flussfrei sind. Findet sich hier doch einmal ein Fluss, so stammt er aus einem entfernten Gebirge und erhält aus der trocknen Region gar keine Zuflüsse, wie z. B. der Colorado oder Euphrat und Tigris.

Fig. 100.



Einzugsgebiet der oberen Yonne und der oberen Seine (nach de Margerie und de la Noë).

Durchlässiger Boden findet sich zwischen Arcis-sur-Aube und Troyes, sowie zwischen Tonnerre, Montbard und Avallon. Die Flächen dazwischen mit dichtem Flussnetz haben undurchlässigen Boden. Masstab 1 : 1 500 000.

Je steiler die Abdachung ist, desto entschiedener ist die Richtung der einzelnen Zweige des Flussystems, desto bestimmter die Entwässerung. Bei schwacher Neigung dagegen ist der Lauf überaus kompliziert und verworren. Überall, wo ein Oberflächengefälle überhaupt nicht vorhanden ist, haben wir eine unbestimmte Entwässerung vor uns. Das Wasser stagniert und es entstehen Sümpfe; ein treffliches Beispiel bieten die Rokitno-Sümpfe. Gebiete unbestimmter Entwässerung zeichnen sich wie durch das Fehlen von bestimmten Wasserläufen so naturgemäß auch durch das Fehlen von Wasserscheiden aus. Das gilt auch von den wasserlosen Gebieten, vor allem von den Wüsten. Zu trennen von den Gebieten unbestimmter Entwässerung sind die Gebiete unsichtbarer oder unterirdischer Entwässerung; sie werden immer von stark durchlässigen Gesteinen aufgebaut. Hierher gehören Kiesflächen, deren Entwässerung nur durch das Grundwasser erfolgt, und wo wir an der Oberfläche weder Wasserläufe noch Wasserscheiden finden; ferner die von zerklüftetem Kalkstein zusammengesetzten Karstgebiete, wo Bäche und Flüsse zwar vorhanden, aber immer nur auf ganz kurze Strecken zu verfolgen sind, da sie schon nach kurzem Lauf in Klüften oder Höhlen verschwinden, um unterirdisch weiter zu fließen. Die Wasserscheiden der Oberfläche bilden hier ein geschlossenes

Netz und sind für die unterirdische Entwässerung nicht maßgebend. Beispiele bietet der Karst und das Gebiet der Causses in Frankreich (vgl. Fig. 100 zwischen Tonnerre, Avallon und Montbard). Nach Gavazzi umfassen die Gebiete unterirdischer Entwässerung volle 56% von Kroatien und Slavonien.

Wasserhaushalt der Flüsse. Über die Herkunft des Wassers der Flüsse haben wir uns schon kurz geäußert. Es stammt entweder direkt aus dem Regen, oder aus Quellen, oder endlich von der Schnee- und Eisschmelze. Je weiter ein Fluss auf seinem Weg abwärts gelangt, desto größer ist die Zahl der Zuflüsse, die er aufgenommen hat; seine Wassermenge wächst daher flussabwärts. Das gilt jedoch nur für feuchte Klimate. In trocknen Gegenden, wo keine Zuflüsse mehr zum Hauptstrom stoßen, nimmt gerade umgekehrt die Wassermenge flussabwärts ab; das ist für die Wolga in ihrem Unterlauf festgestellt, ebenso für den Nil. Andere Beispiele bieten der Amu-Darja, der Syr-Darja, der Murghab, überhaupt alle Steppenflüsse. In diesen Fällen ist die Abnahme hauptsächlich auf Rechnung der Verdunstung zu setzen, die durch Ableitung des Flusswassers für Bewässerungsanlagen noch erheblich gesteigert wird. Bei anderen Flüssen führt sich dagegen die Abnahme auf ein Einsickern des Wassers in die Kiesmassen zurück, die das Flussbett bilden; das kann selbst in feuchten Klimaten vorkommen. So erreicht der Tagliamento oft Monate lang das Meer nicht, weil all sein Wasser im Kies versickert. In solchen Fällen bewegt sich der Fluss unter seinem Bett unterirdisch als Grundwasserstrom weiter.

Oft sind Versuche gemacht worden, den Abflussfaktor zu bestimmen, d. h. festzustellen, wie viel Prozent des Niederschlags von einem Stromgebiet abfließen.*) Fast alle diese Versuche kranken jedoch daran, dass die Niederschlagsmenge oder die Abflussmenge nicht genau genug bekannt ist. Sichere Resultate fehlen daher bis heute. Nach Gräve sollen die deutschen Flüsse 31.4% des auf deutschem Boden gefallenen Niederschlags wieder dem Meer zuführen; die übrigen 68.6% verdunsten. Für Gebirgsflüsse ist jedoch dieser Abflussfaktor gewiss zu klein. Feuchte und besonders kühle Luft steigert den Abfluss, weil sie die Verdunstung mindert, trockene und warme verkleinert ihn. Im kühlen, verdunstungsarmen Schweden sollen 80% abfließen; für das warme Böhmen ist dagegen der Abflussfaktor nur 28%. In dem Einzugsgebiete der Ströme der gemäßigten Breiten zwischen 40 und 60° kommt ungefähr ein Drittel des Niederschlags zum Abfluss und zwei Drittel verdunsten, sei es direkt, sei es durch die Vegetation. Ähnlich liegen die Verhältnisse für die äquatoriale Region zwischen 20° N und 10° S, wo 1/4 abfließt, während in den Breiten der nördlichen Passatzone mit ihrem trockenen

*) In diesem Abfluss ist das eingesickerte und wieder als Quelle zu Tage getretene Wasser mit enthalten.

Klima nur etwa ein Achtel zum Abfluss kommt und volle 7 Achtel verdunsten.*)

Die Abflussverhältnisse gestalten sich ganz verschieden nach den Jahreszeiten. Die Elbe führt nach Ruvarac im August aus Böhmen 11% des in diesem Monat gefallenen Niederschlags ab, im März aber 75%. Die letzte Zahl erklärt sich dadurch, dass der Niederschlag des Winters zum größern Teil in Form von Schnee erfolgt, der liegen bleibt und erst im Frühjahr geschmolzen und abgeführt wird.

Entsprechend dem Wechsel in der Wasserzufuhr zum Fluss führt dieser bald mehr, bald weniger Wasser. Da der Regenfall und die Verdunstung überall auf der Erde eine jährliche Periode haben, so macht sich auch an allen Flüssen eine jährliche Periode ihrer Wasserführung geltend. Sie äußert sich außer in der Wassermenge auch im Wasserstand, wie er an vielen Orten an Pegeln beobachtet wird. Woeikof hat nach der Jahresschwankung eine Reihe von Flusstypen unterschieden. In den Tropen und in der Monsunregion erhalten die Flüsse ihr Wasser vom Regen, schmelzender Schnee kommt nicht in Betracht; das Hochwasser entsteht in der wärmern Jahreszeit, die sich in den Tropen und Monsungebieten als Regenzeit charakterisiert. So zeigt der Orinoco hohen Wasserstand im nordhemisphärischen, der Rio San Francisco aber im südhemisphärischen Sommer. Bekannt ist die große Jahresschwankung des Nils. Der Sudan hat ausgesprochene Sommerregen; es entsteht dadurch das Nilhochwasser, das sich langsam flussabwärts wälzt. Ende Juni beginnt im nördlichen Ägypten der Nil zu steigen, Ende Juli wird das Steigen rapid und im September und Oktober steht der Fluss unterhalb Kairo volle 6 *m* höher als im Juni. Alle Kanäle haben sich mit Wasser gefüllt, das zur Befeuchtung der Felder abgeleitet wird und weithin die Niederungen überschwemmt, sie zugleich mit dem fruchtbaren Nilschlamm düngend. Ohne diese seitliche Ableitung würde das Hochwasser im Nil selbst noch ganz andere Höhen erreichen.

---

*) Penck hat jüngst (Herbst 1896) gezeigt, dass in Böhmen das Verhältnis des Abflusses zum Niederschlag für die Elbe nicht konstant ist, sondern umso grösser wird, je mehr Regen fällt. So war der Abfluss im nassen Jahr 1890 $31{,}_3$%, im trockenen 1885 aber nur $22{,}_6$%. Gleiches gilt nach den neuen Unternehmungen von Müllner (1896) für die Alpenflüsse Enns und Traun. Das trockene Böhmen bringt durchschnittlich 28% zum Abfluss, das regenreiche Gebiet der Enns 48% und das der Traun 58%. Dem Anschein nach entspricht in einer klimatischen Provinz einer bestimmten Niederschlagsmenge ein bestimmter Abfluss. Für das südliche Mitteleuropa sind nach Penck (provisorisch) die Zahlen die folgenden:

Niederschlag *mm*	300	600	900	1200	1500	1800
Abfluss *mm*	40	145	295	490	730	1015
Abflussfactor %	13	24	33	41	49	56

Bei einer Regenhöhe von nur 125 *mm* wäre der Abfluss gleich Null, das südliche Mitteleuropa also abflusslos.

Sehr wenig wird dagegen nach Penck der Abfluss durch die Temperatur beeinflusst. Von durchlässigen Gebieten fliesst mehr ab als von undurchlässigen, weil auf durchlässigem Boden der Regen einsickert und so der Verdunstung mehr entzogen wird.

In der subtropischen Zone mit ihrem regenarmen Sommer stehen die Flüsse im Winter hoch, während im Sommer viele von ihnen versiegen; solche nur zeitweise fließende Flüsse heißen Fiumare. Nur Ströme, die wie der Po und der Guadalquivir von schneebedeckten Hochgebirgen genährt werden, haben auch im Sommer reichlich Wasser. In Mittel- und Westeuropa stehen im allgemeinen die Flüsse in der kalten Jahreszeit höher als in der warmen, weil im Winter die Verdunstung zurücktritt; doch ist die Schwankung nicht bedeutend. Nur die aus den Alpen kommenden Flüsse zeigen infolge der hier besonders im Sommer stattfindenden Schneeschmelze ein sommerliches Maximum, das sich jedoch mit zunehmender Entfernung vom Alpenfuss immer mehr verliert, immerhin aber am Rhein erst im rheinischen Schiefergebirge verschwindet. Sommerhochwasser haben auch die vom skandinavischen Gebirge abströmenden wasserreichen Flüsse Norwegens und Schwedens. Wieder einen andren Typus repräsentieren die Flüsse Russlands und Sibiriens. Sie sind im Winter wasserarm und beginnen im Frühling zu steigen; das Hochwasser tritt infolge der Schneeschmelze in den weiten Ebenen im Spätfrühjahr ein und rückt langsam flussabwärts.

Schon der Rhein, der Wasser aus den Alpen und aus den Mittelgebirgen und Ebenen erhält, ebenso die Rhone und der Po, zeigen, wie sich bei einem Fluss verschiedene Typen der Jahresschwankung mischen können. Die Wahrscheinlichkeit einer solchen Mischung wird um so größer, je größer und mannigfaltiger das Einzugsgebiet eines Flusses ist. So kommt es, dass die Wasserführung großer Ströme kleinern Schwankungen unterworfen ist als die kleiner Flüsse, und dass die Schwankungen fast überall flussabwärts abnehmen. In einer Jahreszeit, wo die einen Nebenflüsse wenig Wasser liefern, treten andere in die Lücke und umgekehrt, so dass sich die Schwankungen der verschiedenen Teile des Einzugsgebietes im Hauptstrom zum Teil kompensieren. Es verhält sich die Wasserführung des im mehrjährigen Mittel wasserärmsten Monats zu der des wasserreichsten in der Nähe der Mündung des Rheins wie 1 : 1.46, in der Elbe, deren Einzugsgebiet viel kleiner ist und kein Hochgebirge, sondern nur Mittelgebirge und Ebene umfasst, wie 1 : 5.2. Eine fast vollständige Kompensation erfahren Amazonenstrom und Kongo, die beide unter dem Äquator liegen und sowohl von Norden als von Süden Zuflüsse erhalten; die nördlichen Zuflüsse haben Hochwasser im nördlichen Sommer, wenn die südlichen wasserarm sind, und umgekehrt. Noch schärfer tritt die Dämpfung der Schwankungen der Flüsse mit der Annäherung zur Mündung hervor, wenn man die Wassermenge, die bei Niederwasserstand durchfließt, mit der bei Hochwasserstand vergleicht. Unter Niederwasserstand und Hochwasserstand sind hierbei die mittlern Jahresextreme zu verstehen, d. h. die extremen Wasserstände, die jedes Jahr für wenige Tage zu erwarten sind. Das Verhältnis beträgt an der Loire bei Nevers 1 : 331, bei Blois 1 : 216, oberhalb Tours 1 : 150, unterhalb Tours 1 : 41.

Außergewöhnliche Hochwasser, die bei flachen Ufern immer mit Überschwemmungen verknüpft sind, können entweder durch eine plötzliche Vermehrung des Zuflusses zum Strom entstehen (Schwellhochwasser) oder durch eine Verminderung des Abflusses (Stauhochwasser). Mit die verheerendsten und jedenfalls plötzlichsten Schwellhochwasser erfolgen beim Bruch eines Dammes, der einen See aufstaut. Berüchtigt ist in dieser Hinsicht der Vernagtgletscher im Ötzthal, der sich bei hohem Stand vor das Rofenthal legt und hier einen See abdämmt; dieser See bricht aus und trägt die Verwüstung bis tief ins Ötzthal hinab. Von analogen Ausbrüchen ist das Martellthal im Ortlergebiet, ferner das Drancethal im Kanton Wallis (Schweiz) mehrfach heimgesucht worden. Auch der Merjelnsee bricht häufig unter dem Aletschgletscher durch. Ebenso wirken Durchbrüche von künstlichen Dämmen, wie der Bruch der Thalsperre bei Johnstown in Pennsilvanien (1889). Wolkenbrüche und plötzliche Schneeschmelze rufen unter Umständen gleichfalls gefährliche Hochwasser hervor, besonders in entwaldeten Gebieten, wo das Wasser rasch abfließen kann.

Stauhochwasser kommen vor allem im Winter bei Flüssen mit Eisgang vor. So staut sich nicht selten das Eis des Rheins in der Enge von Bingen und hindert den Abfluss des Wassers, das sich südlich weit ausbreitet. Auch die großen Überschwemmungen an der Weichsel führen sich auf das Flusseis zurück. Im April 1888 war im Mündungsgebiet der Weichsel das Eis noch nicht aufgegangen und hinderte daher den Abfluss der Schmelzwasser nach Norden; überaus verheerende Überschwemmungen waren die Folge. Auch bei den nach Norden fließenden sibirischen Strömen sind solche Überschwemmungen häufig. Die Überschwemmungen, von denen die Nachbarschaft der Theiss und der Donau in Ungarn heimgesucht werden, sind gleichfalls durch Stau zu erklären, der hier von der Gebirgsschwelle ausgeübt wird, die die Donau im Eisernen Thor durchbricht und die noch in einer langsamen Hebung begriffen zu sein scheint. Dass plötzliche Verstopfungen des Flusslaufs durch Bergstürze, durch Pflanzenbarren (in den Tropen) und andere plötzliche Hindernisse eine Überschwemmung oberhalb erzeugen müssen, liegt auf der Hand.

Neben den jahreszeitlichen Schwankungen in der Wasserführung der Flüsse bemerkt man auch einen starken Wechsel von Jahr zu Jahr. So floss in der Elbe 1890 doppelt so viel Wasser ab als 1885. Besonders wo die Niederschläge sehr unregelmäßig fallen, wie in Australien, ändert sich die Wassermenge ganz ungeheuer. So hatten der Darling und der Murray 1817 und 1870 Hochwasser, die sich seenartig ausbreiteten und Monate brauchten um abzufließen, während sie in manchen Jahren fast wasserlos dahinschleichen. Auch allgemeine Änderungen der Wasserführung hat man für die Kulturländer vertreten; so verfocht Wex ein allgemeines Sinken der Wasserstände der Flüsse Europas, das er durch eine Minderung des Regenfalls infolge zunehmender Entwaldung erklären wollte. Über

die Ursache dieses Sinkens wurde ein lebhafter Streit geführt, bis sich herausstellte, dass ein kontinuierliches Sinken überhaupt nicht vorhanden ist, sondern die Flusswasserstände nur im Anschluss an die 35 jährige Periode der Klimaschwankungen in der feuchten Zeit höher stehen als in der trocknen. Ist auch in dieser Weise die Existenz jener Thatsache, die Wex und andere durch die zunehmende Entwaldung erklären wollten, widerlegt, so lässt sich doch nicht bestreiten, dass jede Entwaldung auf die Abflussverhältnisse einen Einfluss ausüben muss, wenn sie auch nicht gerade die gesamte Abflussmenge ändert. Überall, wo Wald steht, da saugt sich bei Regen der moosige Waldboden voll mit Wasser, das er allmählich erst an die Bäche und Flüsse abgiebt. Er reguliert daher den Abfluss, indem er bei Regen Wasser zurückhält, bei Trockenheit aber immer noch Wasser liefert. Fällt der Wald, so geht der Waldboden zu Grunde und der Regen fließt nun ungehemmt und rasch ab; infolge dessen werden die Hochwasser größer und die Niedrigwasser kleiner. Doch muss man sich hüten die Entwaldung für alles verantwortlich zu machen, schon weil sie wahrscheinlich in vielen Fällen weit geringer ist, als man annimmt. H. Walser hat für den Kanton Zürich nachgewiesen, dass der Wald in den letzten 240 Jahren keine merkliche Verminderung erfahren hat; die Waldfläche hat sich nur von 30.7 % der Gesamtfläche auf 27.9 % verkleinert. In manchen alten Kulturgebieten Europas dürfte es ähnlich sein, während in anderen Gegenden z. B. in Russland allerdings starke Entwaldung noch in der jüngsten Zeit erfolgt ist.

Zusammensetzung und Temperatur des Flusswassers. Niemals ist das Flusswasser vollkommen rein; immer weist es Verunreinigungen auf, sei es in Form von Schlamm, den es schwebend (suspendiert) mit sich führt, und der es trübt, sei es in Form von gelösten Substanzen. Die Massen, die in dieser Weise mit dem Wasser wandern, sind, wie wir später sehen werden*), sehr groß, wechseln aber von Fluss zu Fluss. Sie zeigen ganz bestimmte jährliche Schwankungen. In der Zeit, wo der Zufluss von Spülwasser vom Land groß ist, pflegt das Flusswasser weit mehr schwebende Stoffe zu enthalten als gelöste; es ist salzarm, aber schlammreich; in der Zeit geringer Zufuhr von Spülwasser, wo besonders Quellen den Fluss speisen, ist es dagegen reich an gelösten Bestandteilen und arm an schwebenden, daher klar. Immerhin ist doch auch dann der Gehalt an gelösten Substanzen erheblich geringer als in den Quellen. Nur in sehr trockenen Gebieten kann er merklich werden. So führen z. B. die Ströme, die vom Kopetdagh sich in die transkaspische Wüste ergießen, Wasser, das kurz vor seinem Verschwinden direkt einen salzigen Geschmack besitzt. Der große Salzgehalt rührt z. T. von der Konzentration her, die durch die starke Verdunstung eingetreten ist.

---

*) Vgl. unten S. 222.

Die Temperaturverhältnisse der Flüsse, über die wir erst durch A. E. Forster Genaueres erfahren haben, sind überaus mannigfach. Wegen der fortwährenden Mischung des Wassers beim Fließen herrscht durch den ganzen Körper des Flusses hindurch von oben bis zur Sohle die gleiche Temperatur. Die tägliche Periode ist überaus klein, weit kleiner als bei der Lufttemperatur, z. B. im Juli in der Loire nur 1.0° (Lufttemperatur 7.8°). Der jährliche Gang schmiegt sich dagegen recht genau der Jahresperiode der Lufttemperatur an, wenn auch mit gesetzmäßigen Abweichungen. So sind die Gletscherabflüsse das ganze Jahr mit Ausnahme des Winters kälter als die Luft, desgleichen Flüsse, die ihr Wasser vorwiegend aus Quellen oder aus dem Gebirge erhalten, im Winterhalbjahr wärmer, sonst kälter, die Flachlandflüsse aber das ganze Jahr wärmer als die Luft.

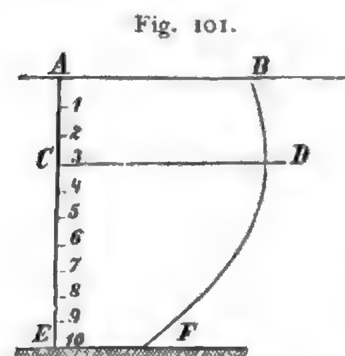
Hat sich im Winter bei anhaltender Kälte der ganze Flusskörper auf 0° abgekühlt, so kommt es bei weiterer Abkühlung zur Bildung einer Eisdecke. Bei sehr langsam fließenden Gewässern vollzieht sich diese Bildung oft wie auf einem stehenden Wasser d. h. es rückt vom Ufer aus eine erst dünne, nachher immer dicker werdende Eisdecke gegen die Strommitte vor. So ist der Vorgang in den kleinen Flüssen Mitteleuropas, aber auch auf den großen russischen Strömen. Bei stärkerer Strömung spielt dagegen das Treibeis — meist Eis, das sich in Buchten am Ufer gebildet und dann losgerissen hat, oft auch Grundeis — die Hauptrolle. Erst wenn die treibenden Eismassen sich irgendwo stauen, einen Eisstoß bilden, steht der Fluss; der Stoß wächst dann durch das Anbauen der Nachschübe flussaufwärts. Dieser Art ist das Flusseis des Rheins, das der Donau (A. Swarowsky), überhaupt der Mehrzahl der großen mitteleuropäischen Flüsse; sie weisen daher nur selten spiegelblankes Eis auf, wie oft die großen russischen Ströme, die deswegen im Winter direkt als bequeme Verkehrsstraßen dienen. Die Dauer der Eisdecke hängt ganz von den klimatischen Verhältnissen und vom Wetter ab und zeigt in ihrer Änderung von Jahrfünft zu Jahrfünft den Einfluss der 35jährigen Klimaschwankungen.

Bewegung des Wassers in den Flüssen. Die Bewegung des Flusswassers — sein Fließen — kommt durch die Wirkung der Schwerkraft zustande und kann zunächst als ein Fall auf schiefer Ebene betrachtet werden. Würde dieser Fall gänzlich ohne Reibung erfolgen, so würde die gesamte im Verlauf des Falles dem Wasser von der Schwerkraft erteilte Beschleunigung der Geschwindigkeit des Fließens zu gute kommen und diese würde von der Quelle bis zur Mündung zunehmen. Thatsächlich ist das nun nicht der Fall, da große Reibungswiderstände zu überwinden sind. Die Gesamtheit dieser Widerstände setzt sich aus drei Teilen zusammen: 1. die Reibung, die das Wasser an den Wandungen des Bettes, einschliesslich der Sohle, erfährt; dabei ist hauptsächlich an die Rauhigkeiten des Bettes zu denken, an Blöcke, Klippen, Sand- und Kiesbänke, überhaupt an alle Unregel-

mäßigkeiten, auf die das Wasser aufprallt; 2. die allerdings unbedeutende Reibung zwischen dem Wasser und der damit in Berührung befindlichen Luft; sie äußert sich in einem Mitreißen der Luft, das jedem bekannt ist, der je einen raschfließenden Fluss passiert hat: immer geht dort ein Wind in der Richtung des Flusses. Diese beiden Arten Reibung kann man als äußere Reibung der 3. innern Reibung gegenüberstellen, die die Wasserteilchen erfahren, indem sie sich ihrer verschiedenen Geschwindigkeit und Bewegungsrichtung wegen fortwährend gegeneinander verschieben und Wirbel bilden. Alle diese Widerstände zusammen sind so groß, dass sie die gesamte Beschleunigung verzehren, die das Wasser bei seinem Fall von der Quelle bis zur Mündung erfährt; so kommt es, dass seine Geschwindigkeit an seiner Mündung nicht größer, sondern kleiner ist als in seinem Oberlauf.

Da die Reibung an den Wandungen des Bettes am stärksten ist, so bewegen sich die unmittelbar anliegenden Wasserschichten am langsamsten, die weiter entfernten dagegen rascher. Daher ist die Geschwindigkeit in der Mitte am größten und nimmt sowohl zum Ufer als auch nach unten zur Sohle ab. Fig. 101 zeigt die Änderung der Geschwindigkeit von oben nach unten; die zu Anfang vertikal übereinander liegenden Wasserteilchen *A C E* nehmen nach kurzer Zeit die Stellung der gekrümmten Kurve *B D F* ein. Die größte Geschwindigkeit in jeder Vertikallinie herrscht nicht unmittelbar an der Oberfläche, sondern in der Nähe der Ufer ziemlich weit, in der Mitte etwas unter der Oberfläche.*) Verbindet man in einem Querprofil alle Punkte gleicher Geschwindigkeit durch Linien, sogenannte Isotachen, so erhält man ein Bild wie Fig. 102. Die Isotachen gestatten leicht die mittlere in einem Querprofil herrschende Geschwindigkeit zu bestimmen. Die mittlere Geschwindigkeit multipliciert mit der Grösse des Querprofils gibt die in der Sekunde hindurchpassierende Wassermasse.

Fig. 101.



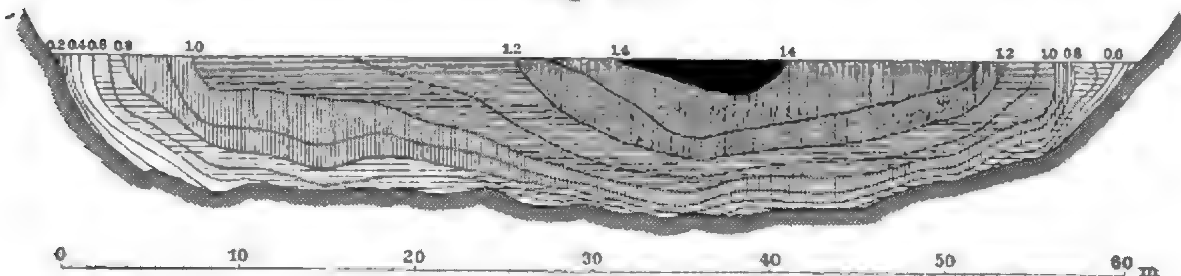
A—*B* Geschwindigkeit am Wasserspiegel. *C*—*D* größte Geschwindigkeit. *E*—*F* Geschwindigkeit an der Flusssohle.

Die größte Oberflächengeschwindigkeit findet sich immer über dem tiefsten Punkt, also, ein symmetrisches Profil vorausgesetzt, in der Mitte des Flusses. Bestimmt man von Querprofil zu Querprofil die Stelle größter Oberflächengeschwindigkeit und verbindet die betreffenden Punkte mit einander, so erhält man den Stromstrich. Krümmt sich ein Fluss, so krümmt sich auch der Stromstrich, jedoch stärker, indem er sich an das konkave Ufer herandrängt und sich von dem konvexen entfernt. Der Stromstrich liegt ungefähr über der tiefsten Rinne des Flusses, dem Thalweg.

*) Es ist das eine Folge der später zu erwähnenden spiralförmigen Bewegung der einzelnen Wasserteilchen zwischen Mitte und Ufer.

Man könnte nach dem Verlauf der Isotachen versucht sein anzunehmen, dass die einzelnen, mit verschiedener Geschwindigkeit sich bewegenden, je einem halben Hohlcylinder vergleichbaren Wasserschichten einfach aufeinander gleiten, so dass z. B. die Wassermassen, die die Geschwindigkeit von 1 *m* haben (Fig. 102), alle geschlossen denen, die eine solche unter 1 *m* besitzen, voraneilen u. s. f., wie die alte Lamellartheorie es wollte. Allein die Vorgänge sind doch viel verwickelter. Die einzelnen Wasserteilchen rücken garnicht geradlinig, der Richtung des Flusses parallel fort, sondern beschreiben Spiralbahnen. Dadurch dass die Reibung die dem Ufer benachbarten Wassermassen zurückhält, kommt eine Art Stauung am Ufer zustande; der Wasserspiegel liegt daher in der Mitte des Stromes etwas tiefer als am Ufer. Dieses Gefälle zieht das Wasser an der Oberfläche zur Strommitte hin, während in der Tiefe eine umgekehrte Bewegung sich abspielt. Es findet ein Kreisen der Wasserteilchen am Boden gegen das Ufer und an der Oberfläche wieder zur Mitte und zum

Fig. 102.



Isotachen in der Rhone bei Outre Rhone (Schweiz) nach den Messungen des eidgen. hydrometrischen Bureaus.
Die Zahlen oben geben die Geschwindigkeit in Metern an.

Boden zurück statt, während sie gleichzeitig flussabwärts rücken (Möller).*) Ausserdem treten im fließenden Wasser an der Grenze von Wasserfäden, die sich in verschiedener Richtung oder mit verschiedener Geschwindigkeit bewegen, fortwährend aufsteigende und absteigende Wirbel auf, die mit der Strömung fortschreiten. Dann erzeugen auch die Unregelmäßigkeiten des Flussbettes stationäre Wirbel. Ein großes mitten aus dem Flussbett emporragendes Hindernis kann das Wasser so weit stauen, dass es sich gleichsam aufbäumt, aufwallt und das Hindernis überspült. Das geschieht freilich nur bei rasch strömenden Gewässern und ist direkt ein charakteristisches Merkmal der sogenannten Wildwasser, während Stillwasser solche Hindernisse einfach umfließen. Aus allem geht hervor, dass die Bewegung des Wassers der Wasserläufe durchaus von der geradlinigen oder stetigen, gleitenden verschieden und rollend und unstet ist (James Thomson, **Reynolds**).

Wie ein Wagen im Hemmschuh mit gleichförmiger Geschwindigkeit einen Berg herabfährt, so vermag auch das fließende Wasser auf

*) Bei steigendem Wasserstand, wo sich infolge des verstärkten Zuflusses die Mitte des Stromes emporwölbt, findet das Kreisen in umgekehrter Richtung statt.

größern Strecken annähernd die gleiche Geschwindigkeit beizubehalten, indem die ganze Beschleunigung zur Überwindung der Reibung aufgezehrt wird. Werden an einer Stelle die Widerstände so groß, dass die Beschleunigung zu ihrer Überwindung nicht genügt, so zehrt die Reibung an der Energie des Flusses d. h. seine Geschwindigkeit vermindert sich. Dadurch nimmt aber auch die Reibung ab; denn diese ist umso größer, je größer die Geschwindigkeit des Wassers ist. Ist dagegen an einer Stelle die Reibung klein, so dass nach ihrer Überwindung noch ein Bruchteil der Beschleunigung verfügbar bleibt, so steigert sich die Geschwindigkeit des Fließens. Dadurch wird nun aber die Reibung größer, so dass gar bald wieder ein Zustand erreicht ist, bei dem die ganze Beschleunigung zur Überwindung der Reibung verbraucht wird. So regeln jederzeit Beschleunigung und Reibung die Geschwindigkeit des Fließens. Da die Beschleunigung ganz vom Gefälle und die Reibung vom Querprofil des Flusses abhängt, so können wir auch sagen: das Gefälle einerseits, die Größe, Form und Beschaffenheit des Querprofils andererseits regeln für jede Strecke des Flusslaufs die Geschwindigkeit.

Über die Bedeutung des Gefälles für die Geschwindigkeit des Fließens brauchen wir nicht viele Worte zu verlieren: je größer das Gefälle, desto größer die Geschwindigkeit. Aber auch die Bedeutung der Form und Größe des Querprofils ist leicht einzusehen. Je größer unter sonst gleichen Verhältnissen die Berührungsfläche zwischen Wasser und Bett oder der sogen. benetzte Umfang des Querprofils ist, desto größer muss die Verzögerung sein. Daher ist sie bei gleicher Größe des Querprofils bei einem schmalen, aber tiefen Fluss kleiner als bei einem breiten, aber flachen. Anders ausgedrückt: je konzentrierter der Querschnitt, desto größer die Geschwindigkeit. Aber auch die Größe des Querprofils ist wichtig. Zwar wächst mit dem Querprofil auch der benetzte Umfang, doch nur in arithmetischer Progression, während die Fläche in geometrischer zunimmt. Daher ist der unter dem unmittelbaren verzögernden Einfluss des benetzten Umfangs stehende Teil des Querprofils relativ umso kleiner, je größer das Querprofil ist. Ähnliche Querprofile vorausgesetzt, wird daher die Geschwindigkeit im größern bedeutender sein als im kleinern. Da die Größe des Querprofils eines Flusses von der Wassermenge abhängt, ergiebt sich: je größer die Wassermenge, desto größer die Geschwindigkeit.

Die Beziehungen zwischen Geschwindigkeit, Gefälle und Querprofil haben Chézy und Eytelwein in die Formeln gebracht

$$v = c \sqrt{R \cdot J}$$

J ist hier das Gefälle, ausgedrückt in Teilen des Weges;*) R ist das Verhältnis der Fläche des Querprofils zum benetzten Umfang oder die sogenannte hydraulische Tiefe; c ist eine Größe, die zuerst als Konstante angenommen wurde, jedoch thatsächlich auch etwas von den Variablen v, R und J, sowie von der Rauhigkeit des Bettes beeinflusst wird. Daher

*) Meist in Promille d. h. durch Angabe des Falls auf eine Weglänge von 1 *km*.

haben verschiedene Hydrotechniker die obige Grundformel modificiert, indem sie an Stelle von *c* einen komplizierten Ausdruck setzen. Wir können auf diese Formeln nicht näher eingehen.*)

Jeder Fluss bietet Beispiele für obige Gesetze, aber nicht immer klar, weil die verschiedenen Faktoren einander oft entgegenarbeiten. So pflegt im Oberlauf das Gefälle am stärksten, die Wassermenge aber am kleinsten zu sein, während es im Unterlauf umgekehrt ist. Die Geschwindigkeit hält es meist mit dem Gefälle und nimmt daher nach der Mündung hin ab. Den Einfluss der Wassermenge verdeutlicht am besten die große Geschwindigkeit bei Hochwasser. So ist die Geschwindigkeit des Neckars bei gewöhnlichem Wasserstand 0.9 *m*, bei Hochwasser aber 3 *m* und mehr. Der Einfluss des Gefälles zeigt sich recht klar am Rhein. Seine Geschwindigkeit beträgt bei mittlerm Wasserstand bei Mannheim 1.5 *m*, beim Bingerloch, wo das Gefälle groß ist, 3.4 *m* und bei Koblenz, wo das Gefälle wieder abgenommen hat, wieder nur 1.9 *m*.

Transport der Sinkstoffe. Dank seiner Stoßkraft ist das fließende Wasser im stande Gesteinsmassen zu bewegen; es wirkt dadurch als gewaltiges Transportmittel. Dieser Transport vollzieht sich unter dreierlei Formen: an der Sohle des Flussbettes wandert das Geschiebe oder Geröll abwärts, im Wasser schwebend wird Schlamm verfrachtet und im Wasser fließt in flüssiger Form abwärts alles, was gelöst ist.

Je größer die Geschwindigkeit des Wassers, desto größer die Stoßkraft und desto größer auch das Gewicht der einzelnen Geschiebe, die noch fortgeschafft werden können. Ganz langsam fließendes Wasser bewegt nur Schlamm; feiner Flussand kommt im günstigsten Fall erst bei Geschwindigkeiten des Wassers am Boden von mehr als 0.2 *m* in Bewegung. Im Rhein bei Breisach beobachtete Suchier, dass bei 0.9 *m* Bodengeschwindigkeit Geschiebe bis zu Bohnengröße in Bewegung gesetzt wurden. Bei 1.6 *m* Bodengeschwindigkeit fand eine allgemeine Bewegung der Gerölle bis zu Taubeneigröße statt, bei 1.7 *m* liefen gelegentlich schon Gerölle von 1½ *kg* mit und bei 2.1 *m* war alles Geröll in Bewegung.

Die Bewegung des Geschiebes ist ein Fortrollen unter dem Stoß des bewegten Wassers. Zuweilen, doch nur bei Hochwasser, fließt ein förmlicher Geröllstrom an der Sohle abwärts. Weit häufiger vollzieht sich die Bewegung des Geschiebes in Form eines Abwärtswanderns der Kiesbänke. Das Geschiebe ist nämlich nie gleichmäßig über die Sohle des Bettes verteilt, sondern mehr oder minder in Bänke angeordnet, die sich meist ans Ufer anlehnen und einander bald rechts bald links vom Stromstrich folgen (Fig. 103). Jede Bank drängt den Fluss an das gegenüber liegende Ufer; dadurch kommt es hier zur Herausbildung

*) Man findet dieselben z. B. im Handbuch der Ingenieurwissenschaften III. Bd. I. Abtheilung 1. Hälfte, herausgegeben von Franzius, Frühling, Schlichting und Sonne. Leipzig 1892.

einer Prallstelle, in deren Bereich das Flussbett besonders tief ist. Je zwei flussabwärts aufeinander folgende Kiesbänke hängen unter dem Fluss durch niedrige Schwellen (Furte) mit einander zusammen und zerlegen so das ganze Flussbett, wie zuerst Grebenau für den Rhein nachwies, in eine Reihe von Becken oder Pfuhlen, die sich an den Prallstellen finden. Zwischen den Bänken windet sich die tiefste Rinne des Flussbettes, der Thalweg, in einer Schlangenlinie mit fortwährend wechselnder Tiefe hin und her. Die Tiefe ist in den Pfuhlen am Rhein 4—6 *m* größer als über den trennenden Schwellen. Diese Verhältnisse sind die Regel, mag nun der Fluss seinen natürlichen Lauf haben oder korrigiert sein.

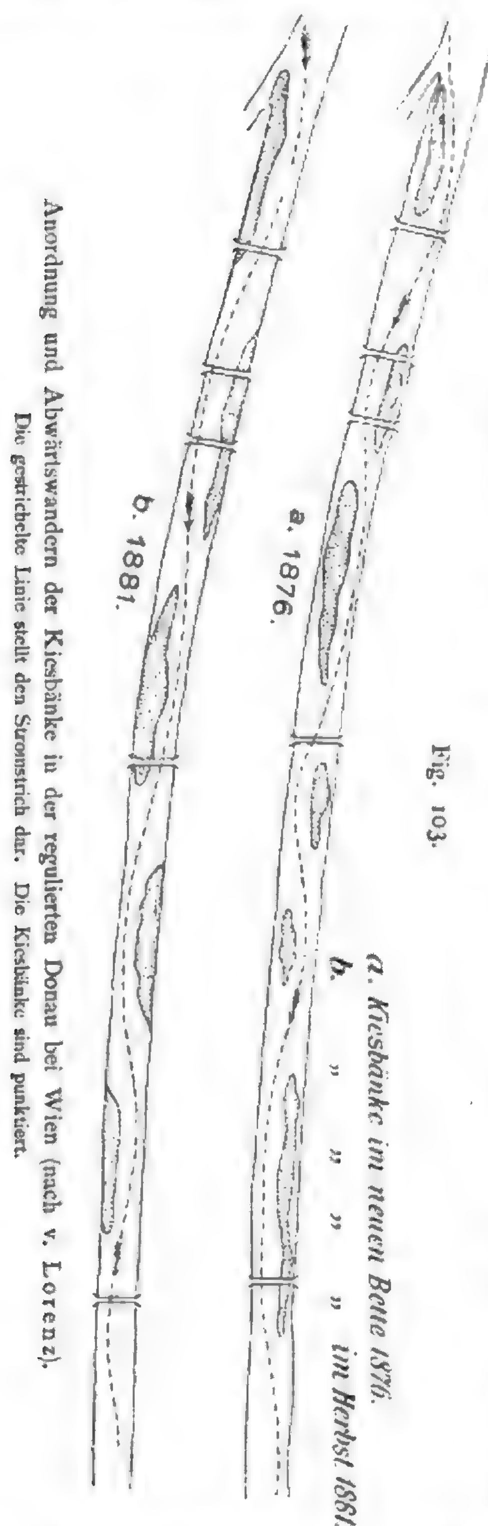


Fig. 103. Anordnung und Abwärtswandern der Kiesbänke in der regulierten Donau bei Wien (nach v. Lorenz). Die gestrichelte Linie stellt den Stromstrich dar. Die Kiesbänke sind punktiert.

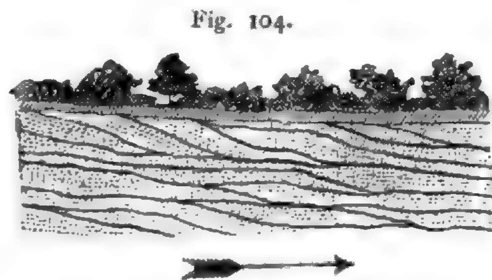
Das ganze System der Kiesbänke wandert mit den verbindenden Schwellen abwärts. Am untern Ende der Prallstelle wird Kies vom Fluss erfasst, die Schwelle aufwärts bewegt und auf der Rückseite wieder fallen gelassen; bei Hochwasser kommt es auch zu einem Transport über den Rücken der Kiesbänke; sie werden an ihrer obern thalaufwärts schauenden Seite abgetragen und an ihrer untern Seite angebaut, so dass schließlich eine allmähliche Verschiebung abwärts erfolgt.*) Diese Verschiebung beträgt am mittleren Rhein nach Grebenau jährlich 200—400 *m*, in der regulierten Donau bei Wien nach Penck 100—150 *m*.

Das Wandern der Geschiebe vollzieht sich nicht gleichmäßig, da die Geschwindigkeit an jedem Punkt mit dem Wasserstand wechselt. Nimmt sie ab, so werden zuerst die größten Geschiebe abgesetzt, bei weiterer Abnahme immer kleinere und kleinere. So legt sich eine Kiesschicht auf die andere, von der sie sich durch die Größe des Korns unterscheidet. Da der Absatz ganz unregelmäßig, bald hier, bald dort erfolgt, so ist die Schichtung nicht vollkommen

*) Weil die Bewegung der Geschiebe besonders massenhaft bei Hochwasser erfolgt, so sind die Hochwasser vor allem für die Ausgestaltung des Flussbettes maßgebend.

horizontal, sondern etwas schräg, entsprechend dem thalabwärts schauenden Abfall der Kiesbank oder Schwelle (Übergusschichtung) und sehr unregelmäßig; diese Art Schichtung wird diskordante Parallelstruktur genannt und ist für Absätze aus fließendem Wasser charakteristisch (Fig. 104). Wächst die Geschwindigkeit, so werden Geschiebe aufgenommen, erst die kleineren, dann immer größere und größere, je größer die Geschwindigkeit wird. Nur ganz große Geschiebe, die etwa von einem Seitenbach geliefert worden sind, aber zu groß sind, um fortbewegt zu werden, bleiben liegen.

Fig. 104.



Durchschnitt durch fluviatile Ablagerungen. Der Pfeil giebt die Richtung der Strömung an.

Ganz anders vollzieht sich der Transport des Schlammes. Schlammpartikel vermögen sich im Wasser lange schwebend zu erhalten und fließen so mit diesem abwärts. Doch würden sie sich schließlich zu Boden senken, wenn sie nicht immer wieder von den zahlreichen aufsteigenden Wirbeln, die bei der rollenden Bewegung des Wassers entstehen, aufgerührt und emporgerissen würden. Je stärker dieses wirbelnde Aufsteigen des Wassers ist, desto größere Partikel können schwebend erhalten werden. Rasch strömende Flüsse, besonders Flüsse bei Hochwasser, transportieren daher manches suspendiert, was andere nur auf der Sohle bewegen können. So wandert Sand meist wie Geschiebe am Boden; bei Hochwasser aber wird er aufgewirbelt und in Wolken suspendiert im Wasser abwärts getragen. Weil das Aufwirbeln des Schlammes vom Boden eine so große Rolle spielt, so sind die suspendierten Massen nicht gleichmäßig im Wasser verteilt, sondern finden sich besonders nahe am Boden. Die gelösten Massen werden dagegen vollkommen als Flüssigkeit gleichmäßig verteilt im ganzen Querprofil transportiert.

Auch die Schlammführung ist bei Hochwasser am größten, obwohl eine direkte Beziehung zwischen Stoßkraft und Schlammenge nicht besteht. Weit wichtiger als die Stoßkraft ist nämlich für die Schlammführung das Vorhandensein oder Fehlen einer starken Abspülung; jeder heftige Regenguss bereichert sofort die Flüsse mit Schlamm, sie färben sich gelb und trübe, und ebenso wirkt ein Unterwaschen der Ufer. Da aber Regengüsse ein Steigen des Wassers der Flüsse veranlassen und mit dem Wasserstand auch die Unterspülung der Ufer wächst, so nimmt thatsächlich die Schlammführung sehr stark mit dem Wasserstand zu. Dagegen ist die Führung gelöster Massen vom Wasserstand ganz unabhängig; weil sie zu einem großen Teil Quellen entstammen, so ist oft gerade bei tiefem Wasserstand die relative Menge gelöster Substanzen besonders groß. (Vgl. oben S. 214).

Aber nicht aller Schlamm entstammt direkt der Abspülung und nicht alle gelösten Massen führen sich auf Quellen zurück. Vielmehr

stehen Geschiebe, Sand, Schlamm und gelöste Substanzen z. T. auch in einem Abstammungsverhältnis zu einander — die einen entstehen aus den andern. Beim Abwärtswandern erfahren die Geschiebe dadurch, dass sie fortwährend an einander schlagen und sich an einander reiben, eine starke und rasche Abnutzung. Sie werden dabei gerundet und erhalten eine matte Oberfläche, die die Spuren der Schläge oft deutlich erkennen lässt. Je weiter die Geschiebe wandern, desto kleiner werden sie, bis sie schließlich ganz aufgerieben sind. Es entsteht bei diesem Prozess einerseits Sand, andrerseits Schlamm; dann aber wird auch viel gelöst. Der Sand ist meist reiner Quarzsand; alle andern Mineralien werden vom harten Quarz rasch zerrieben und in Schlamm übergeführt. So kommt es, dass große Ströme der Ebenen an ihrer Mündung nur Sand, Schlamm und gelöste Massen, aber keine Geschiebe mehr führen; ja, manchen fehlt sogar der Sand.

Über die absoluten Mengen der von den Flüssen transportierten Massen sind wir nur annähernd orientiert. Die Menge der Geschiebe, die an der Sohle verfrachtet wird, entzieht sich leider fast immer der Beobachtung; doch ist sie bei großen Strömen in Ebenen jedenfalls verschwindend und nur gleich einigen Hunderttausendsteln des Gewichts der Wassermenge zu schätzen. An Schlamm dürften nach Penck die großen mitteleuropäischen Flüsse im Mittel 50 bis 100 *gr* im Kubikmeter transportieren. Die tropischen Flüsse mit starker Abspülung fördern dagegen im Kubikmeter 1000 bis 2500 *gr*. Die gelösten Massen dürfen im Mittel ziemlich genau gleich $^1/_{6000}$ des Gewichts des Wassers gesetzt werden.

Erosion und Akkumulation.*) So verschieden die Art der Bewegung der Geschiebe, des Schlammes und der gelösten Substanzen ist, so erfolgt der Transport doch immer auf Kosten der lebendigen Kraft des Wassers. Wir können den gesamten Transport als einen Teil — und zwar einen sehr wesentlichen Teil — der Reibung auffassen, die das Wasser beim Fließen zu überwinden hat. Zwischen der Transportkraft d. h. der zur Verfrachtung von Geschieben auf einer Flusstrecke verfügbaren lebendigen Kraft eines Flusses und der in ihm befindlichen Geschiebemasse können drei Verhältnisse bestehen: Entweder ist die Geschiebemasse so groß, dass die Transportkraft zu ihrer Verfrachtung gerade genügt; dann wird das Geschiebe einfach abwärts geführt, ohne dass etwas davon abgelagert oder neues in Bewegung gesetzt wird. Ist die Transportkraft größer, als zur Verfrachtung des vorhandenen Geschiebes nötig ist, so hat der Fluss die Tendenz, neue Gesteinsmassen aus seinem Bett aufzunehmen — er erodiert. Ist endlich die Last größer als die disponible Kraft, so wird

*) Als ausgezeichnete, ausführliche Darstellungen der bodengestaltenden Wirkung der Flüsse und der Abspülung seien genannt:

G. K. Gilbert: Report on the Geology of the Henry Mountains. Washington 1877. S. 99—150.

F. v. Richthofen: Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886. S. 133—208.

A. Penck: Morphologie der Erdoberfläche. Stuttgart 1894. S. 259—385.

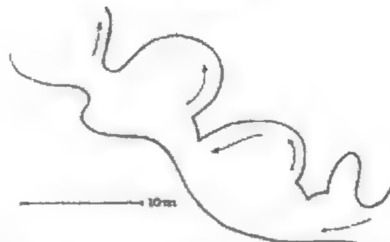
der Fluss gezwungen, einen Teil seines Geschiebes abzulagern — er akkumuliert.

Nicht gleichmäßig sind Erosion und Akkumulation auf die Erstreckung des Flusses verteilt; wenn sie auch oft auf kurze Strecken mit einander abwechseln und oft auch je nach dem Wasserstand auf derselben Strecke bald erodiert, bald akkumuliert wird, so herrscht doch Erosion vorwiegend im Oberlauf, Akkumulation im Unterlauf. Zwischen Oberlauf und Unterlauf schaltet sich der Mittellauf ein, wo Erosion und Akkumulation einander ungefähr die Wage halten: was in Zeiten niedrigen Wasserstandes abgesetzt wird, wird von den Hochwassern wieder entfernt, sodass Gleichgewicht herrscht.

Die Erosion durch das fließende Wasser besteht bald einfach in einer Aufnahme der schon im Flussbett bereit liegenden Geschiebe oder Schuttmassen, bald geht sie Hand in Hand mit einer Korrasion, d. h. mit einer Abnutzung des Felsgerüstes, das das Flussbett bildet. Bald ist sie vertikal abwärts gerichtet (Tiefenerosion) und ihr Effekt dann eine Tieferlegung des Flussbettes: der Fluss schneidet in seine Unterlage ein. Bald macht sie sich in einem Angreifen und Unterspülen der Ufer als Seitenerosion (laterale Erosion) geltend.

Über die Erosion, so weit sie einfach in der Aufnahme ruhender Geschiebe besteht, brauchen wir kein Wort mehr zu verlieren, da wir den Vorgang der Aufnahme schon bei Besprechung des Wanderns der Kiesbänke erörtert haben. Die Korrasion d. h. die Erosion im festen Fels kann sich entweder durch Auflösen des Gesteins im Bett als chemische Korrasion oder durch Abschlagen und Abscheuern des Untergrundes als mechanische Korrasion vollziehen. Chemische Korrasion tritt nur bei löslichen Gesteinen auf; so korradieren Flüsse im Kalkgebiet ganz merklich die felsigen Wandungen ihres Bettes, die dadurch ein stark zerfressenes Aussehen erhalten können. Viel wichtiger ist die mechanische Korrasion; sie wird nicht sowohl durch das Wasser selbst, als vielmehr durch die in ihm abwärts wandernden Geschiebe ausgeübt, die den Untergrund scheuern. Besonders wo sich Wirbel finden, ist die mechanische Korrasion kräftig. Ständige Wirbel können durch die von ihnen herumgewirbelten Geschiebe große rundliche Vertiefungen in den Felsboden einbohren, sogenannten Riesentöpfe (Evorsion nach E. Geinitz); oft zeigen deren Wandungen noch die Spuren der Ausdrechselung durch die Reibsteine, die sich auch wohl noch am Boden der Töpfe vorfinden. Besonders am Fuss von Wasserfällen treten häufig Riesentöpfe auf, so am Fuss des Niagarafalls solche bis zu 50 *m* Tiefe. Bei heftig fließenden Gewässern mit zahlreichen Wirbeln reiht sich nicht selten Kessel an Kessel, alle von der verschiedensten Form und Größe (Fig. 105).

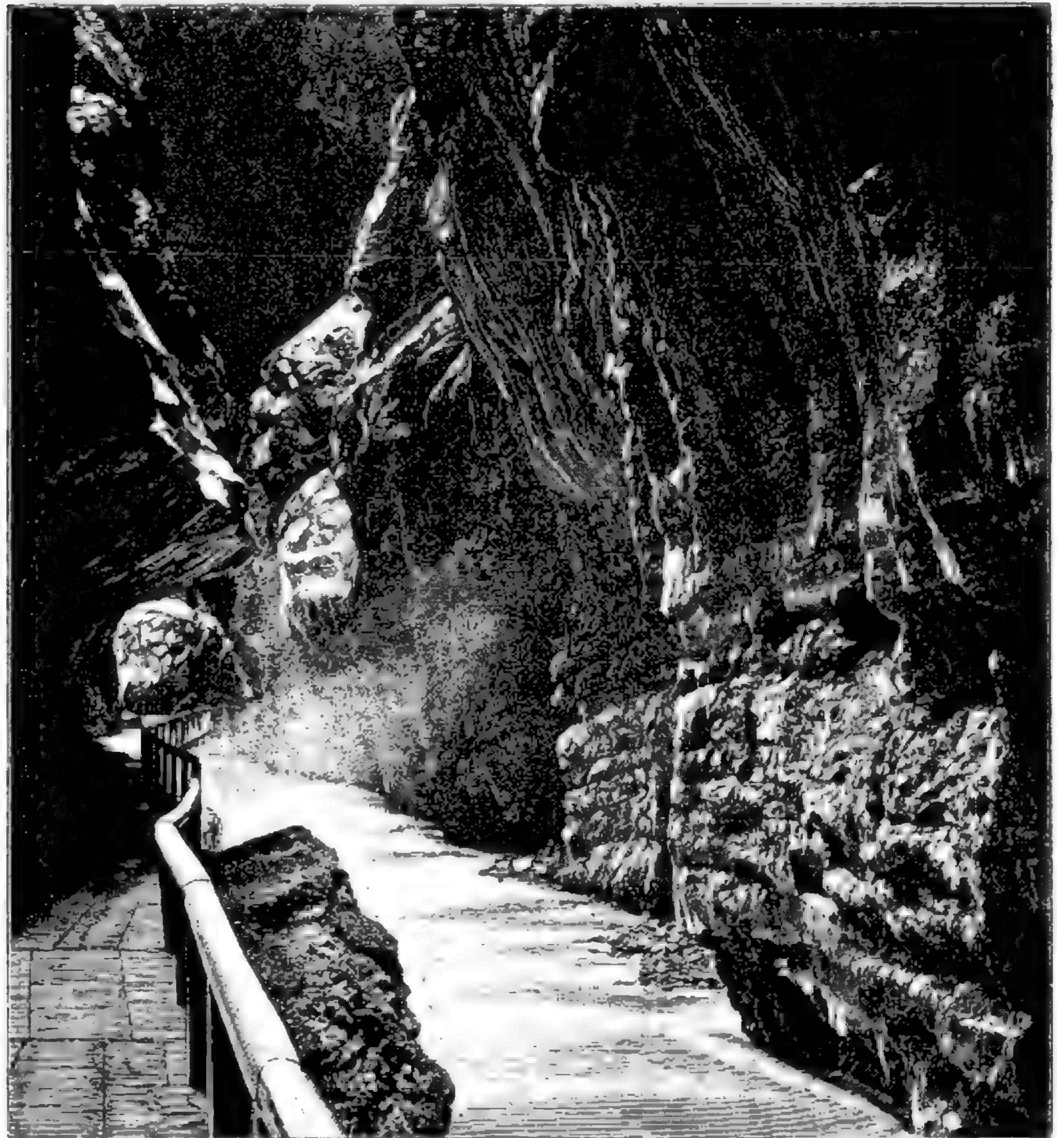
Fig. 105.



Flussbett unweit der Borgundskirche in Lärdalen, Norwegen (n. Reusch.)

Während die Wirbel die Riesentöpfe immer tiefer und tiefer bohren, werden die Rippen, die zwischen ihnen stehen, durch das abwärtswandernde Geschiebe erniedrigt. So schneidet der Fluss sein Bett immer tiefer ein. Die großartigen Klammen der Alpen wie die Taminaschlucht bei Pfäfers, die Aareschlucht bei Meiringen, die Liechtenstein-

Fig. 106.



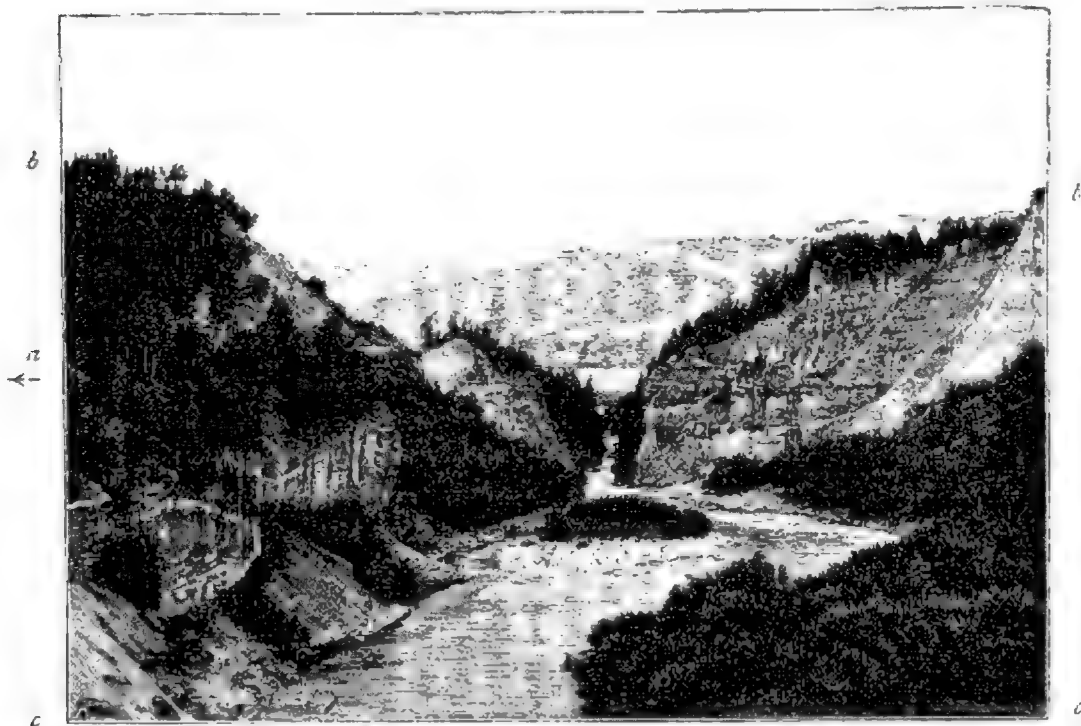
Schlucht der Tamina bei den Thermen von Pfäfers.
Nach einer Photographie von H. Appenzeller in Zürich.

klamm bei St. Johann sind Werke der mechanischen Korrasion; 100 *m* und höher noch lassen sich die Spuren alter Riesenkessel an den Wänden der Schluchten erkennen; sie wurden dadurch außer Thätigkeit gesetzt, dass der Fluss in die Tiefe schnitt (Fig. 106).

Beispiele von Tiefenerosion durch Flüsse, die vor den Augen des Menschen in kurzer Zeit erfolgte, bieten besonders die Flusskorrektionen.

die so oft eine Verkürzung des Flusslaufs und dadurch eine Steigerung des Gefälles verursachen. So hat der Lech seit seiner 1851 erfolgten Korrektion bis 1884 sein Bett bei Lechhausen um 5.2 *m* tiefer gelegt. 1714 wurde die Kander im Berner Oberland durch einen Tunnel in den Thuner See geleitet (Figur 107). Ihr Bett befand sich ursprünglich in der Höhe des Punktes *a* und schnitt sich in ganz kurzer Zeit volle 45 *m* tief in die lockeren Diluvialablagerungen ein, nachdem schon vorher die Decke des Tunnels eingestürzt war. Aber auch in festen Fels sind in relativ kurzer Zeit vom Wasser tiefe Kanäle eingespült worden. So hat nach Lyell der Simeto am Aetna in 200 Jahren ein 15—100 *m* breites und 12—15 *m* tiefes Bett in einen Lavastrom eingeschnitten.

Fig. 107.



Erosionsschlucht der Kander oberhalb ihrer Mündung in den Thuner See, seit 1714 entstanden. *bb* ursprüngliche Kammlinie des Hügels; *a* ursprünglicher Kanderlauf; die Anlage des Tunnels durch den Rücken *bb* erfolgte in dieser Höhe in der Richtung des heutigen Kanderlaufs. *cc* Sohle der heutigen Kanderschlucht.

Hat in dieser Weise ein über einen Überschuss an Transportkraft verfügender Fluss die Neigung durch Erosion sein Bett zu vertiefen, so sucht ein Wasserlauf, dessen Stoßkraft sich plötzlich verringert, und der daher nicht mehr alle herbeigeschleppten Geschiebe weiter zu verfrachten vermag, sein Bett durch Ablagerung des Überschusses an Geschieben, durch Akkumulation, zu erhöhen. Dieses Fallenlassen der Geschiebe erfolgt unregelmäßig bald hier, bald da, meist in der Nähe der Ufer, aber oft auch mitten im Fluss, wo sich dadurch förmliche Kieshaufen bilden. Solche unregelmäßig angeordnete Haufen sind für akkumulierende

Flüsse charakteristisch; sie teilen den Stromstrich und wachsen, indem sie selbst durch den Stau, den sie ausüben, als Geschiebefänge funktionieren; schließlich werden sie zu Inseln, die nur bei Hochwasser überschwemmt sind. Da die Ablagerung bald hier, bald dort erfolgt und die zahlreichen Haufen den Fluss mannigfach teilen, so dass er ein wirres Flechtwerk von Wasseradern darstellt, die sich dazu noch fortwährend verändern, so bezeichnet man solche Flusstrecken als verwildert. Tritt Hochwasser ein, so vermag dieses wohl manche Kiesmassen, die mitten im Strom sich abgelagert hatten, fortzuschaffen und so den Thalweg auszufegen; dafür aber gelangen große Massen von Sinkstoffen auf die überschwemmten Ufer und erhöhen diese. Das wiederholt sich bei jedem Hochwasser. So geschieht es, dass schließlich der Fluss zwischen den von ihm selbst erhöhten Ufern in einem Niveau fliesst, das über der in größerer Entfernung vom Ufer befindlichen Niederung liegt, also gleichsam auf einem von ihm selbst geschaffenen Damm. Dann ist die Gefahr sehr groß, dass beim nächsten Hochwasser der Fluss sein altes erhöhtes Bett verlässt und sich ein neues tiefer gelegenes daneben aufsucht. So verändert er fortwährend seinen Lauf und das Ergebnis ist eine allgemeine Aufschüttung des Landes in seinem Bereich.

Herrscht auf einer Strecke Erosion oder Akkumulation, so werden immer die benachbarten Flusstrecken in Mitleidenschaft gezogen. Alle Strecken eines Flusslaufes stehen daher bis zu einem gewissen Grade in einem Abhängigkeitsverhältnis von einander. Ist an einer Strecke ein Flussbett stark vertieft worden, so ist dadurch die Höhendifferenz gegen das nach oben anstoßende Stück gesteigert, also das Gefälle vermehrt, sodass nun auch hier Erosion eintritt. So greift die Erosion im Flussbett stetig aufwärts. Ebenso mindert Anhäufung die Höhendifferenz gegen aufwärts und damit das Gefälle und veranlasst dadurch auch oberhalb eine Akkumulation. Erosion und Akkumulation haben die Neigung aufwärts zu rücken. (Vgl. Figur 108.)

So gewaltig auch Erosion und Akkumulation wirken, so erreicht doch ihre Thätigkeit schließlich ein Ende, das sie sich selbst bereiten. Das Einschneiden des Flussbettes kann nur bis zu einer bestimmten Tiefe erfolgen; dieselbe ist durch die Höhenlage der ersten nicht in Erosion befindlichen Flusstrecke unterhalb bestimmt; denn niemals vermag — von den Pfuhlen abgesehen — ein Fluss sein Bett unter das Niveau irgend eines flussabwärts gelegenen Punktes einzutiefen. Solche fixierte Flusstrecken giebt es bei jedem Flusslauf; sie können durch ein stehendes Gewässer verursacht sein, in das der Fluss mündet, oder durch eine besonders widerstandsfähige Gesteinsschicht, über die sein Lauf geht. Bei kleinen Flüssen ist oft ihre Mündung in den Hauptfluss, der nicht oder doch nur sehr wenig erodiert, fixiert u. s. w. Das Einschneiden oberhalb mindert dann das Gefälle gegen die fixierte Flusstrecke und damit auch die Erosionskraft des Flusses, so dass es immer langsamer und langsamer erfolgt und schließlich ganz aufhört. Aber auch die

Akkumulation arbeitet nicht unaufhörlich, sondern erreicht gleichfalls ein Ende. Ihr Effekt ist eine Erhöhung des Flussbetts und damit eine Vergrößerung des Höhenunterschiedes gegen eine z. B. durch einen See oder sonst als Flussmündung fixierte Flussstrecke unterhalb; dadurch wächst, so lange die Flussmündung ihre Lage behält, das Gefälle flussabwärts. Je mehr aber das Gefälle wächst, desto mehr wächst die Transportkraft und desto mehr nimmt die Akkumulation ab, bis sie schließlich ganz aufhört.

Durch seine Fähigkeit, im gegebenen Fall zu erodieren oder zu akkumulieren, ist jeder Fluss in die Lage versetzt, sich selbst sein Bett auszubilden und vor allem sein Gefälle auszuarbeiten. Ob Akkumulation oder Erosion oder aber Gleichgewicht zwischen beiden herrscht, hängt von der Wasserkraft des Flusses und der zu bewältigenden Geschiebemasse ab. Die Wasserkraft selbst wird an jeder Stelle des Flusslaufs durch das Gefälle und die Wassermenge bestimmt. Wo das Gefälle eines Flusses größer ist als oberhalb oder unterhalb, da erodiert er, wo sein Gefälle dagegen kleiner ist, häuft er an; dadurch mindert er sein Gefälle, wo es zu groß ist, und verstärkt es, wo es zu klein ist, und gleicht es so überall aus. Wie in dieser Weise schließlich eine ausgeglichene Gefällskurve erreicht wird, zeigt Figur 108. Der ursprüngliche Wasserlauf sei *G C F B E A D H*, wo auf den Strecken *C F*, *B E* und *A D* starkes Gefälle, daher Erosion, auf den zwischenliegenden Strecken aber schwaches Gefälle und daher Akkumulation herrscht. Dann strebt der Fluss die Gefällskurve *G H* zu erreichen; er vertieft seinen Lauf bei *C*, *B* und *A* und erhöht ihn bei *F*, *E* und *D*. Nicht immer aber geht das auf dem einfachsten Wege. Wenn z. B. der Flusslauf bei *A* durch sehr widerstandsfähiges Gestein festgelegt ist, so wird er zunächst durch Erosion bei *C* und *B* und durch Akkumulation bei *F* und *E* allmählich in die Lage der gestrichelten Kurve *G A* gelangen. Erst später, wenn es ihm gelungen ist in *A* einzuschneiden, senkt sich das Flussbett, indem der Fluss überall, z. T. in Fels, z. T. in seine eigenen Alluvionen einschneidet. Ist dann etwa gar aus irgend welchen Ursachen, z. B. eines sehr tiefen Sees wegen, bei *D* eine Akkumulation zuerst ausgeschlossen, so dass der Lauf bei *D* fixiert ist, so wird der Fluss schließlich durch Erosion in die Lage der gestrichelten Kurve *G D* gelangen, und erst, wenn bei *D* die Akkumulation eine Erhöhung des Bettes verursacht, aus der Lage *G D* in die Lage *G H* übergehen. Immer aber hinterlässt der Fluss an den Gehängen Spuren seines alten, höher gelegenen Bettes, sei es als Auswaschungen, sei es als Anschwemmungen.

Fig. 108.

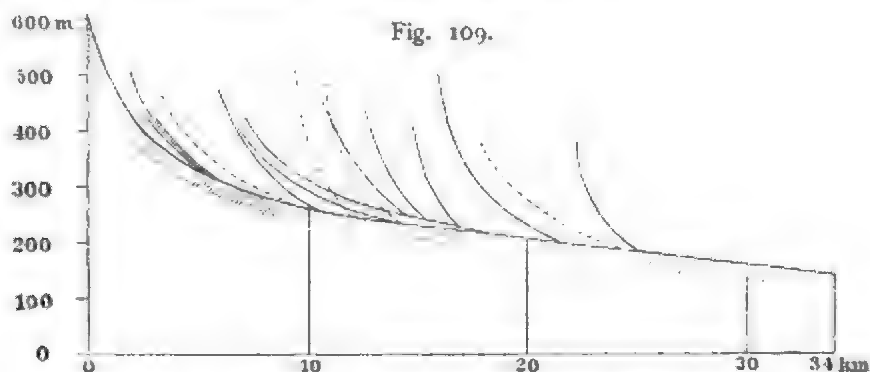


Herstellung der Normal-Gefällskurve durch Erosion und Akkumulation (nach Penck).

Da die Wassermasse der Flüsse flussabwärts fast immer zunimmt, und daher im Unterlauf zum Transport der gleichen Geschiebemenge ein

kleineres Gefälle genügt, so nimmt bei der ausgeglichenen Gefällskurve das Gefälle flussabwärts stetig ab. Die Kurve spannt sich zwischen der Wasserscheide, wo die Wassermenge gleich null ist, und der Mündung, wo die Geschwindigkeit gleich null wird, als nach oben konkaver Bogen aus.*) Das gilt vom Hauptfluss wie von all seinen Nebenflüssen. Die beistehende Figur 109 zeigt solche ausgeglichene Gefällskurven für die Wien und ihre Nebenflüsse (stark überhöht).

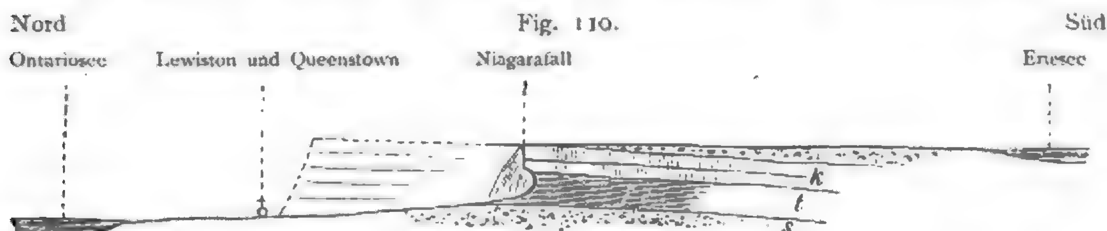
Fig. 109.



Gefällskurven der Wien und ihrer Zuflüsse oberhalb Wien (nach Penck).
Die rechtsseitigen Zuflüsse sind gestrichelt, die linksseitigen ausgezogen.

Die Mehrzahl der Flüsse hat die ausgeglichene Gefällskurve noch nicht vollständig erreicht, so dass bei ihnen Strecken mit stärkerm Gefälle mit solchen abwechseln, wo das Gefälle schwächer ist. Jene treten uns als Wasserfälle, Kaskaden, Katarakte oder Stromschnellen entgegen. Sie zeichnen sich durch starke Erosion aus und knüpfen sich meist an festes Gestein, in das das Bett nicht so rasch vertieft werden konnte wie im lockern Gestein unterhalb und oberhalb. Ein ausgezeichnetes

Fig. 110.



Die Niagarafälle. *s* Sandstein, *t* Mergel und Schieferthon, *k* silurischer Kalk.
Die Fortsetzung der Kalkbank, die der Fluss schon durchschnitten hat, ist punktiert.

Beispiel bietet der Rheinfall; der Fluss fliesst über festen Jurakalk, während er weiter unterhalb in lockern Diluvialablagerungen sich bewegt. In den letztern hat er sich ein tiefes Bett eingeschnitten, während der Jurakalk dem Einschneiden großen Widerstand entgegensetzte und heute noch eine Stufe bildet; so entstand der Fall. Solche Gefällsstufen sind oft in einem raschen Rückwärtsschreiten begriffen. Der Niagarafall,

*) Die Form der Kurve ist hier auf die Horizontale bezogen, also abgesehen von der Krümmung der Erdoberfläche; genau genommen ist die Kurve nur bei Gebirgsflüssen deutlich nach oben konkav, bei den großen Strömen der Ebenen dagegen, die immer ein kleines Gefälle besitzen, der Wölbung der Erdoberfläche wegen konvex.

der über die Kante einer Silurkalkbank herabgeht, rückt jährlich um einen ganz merklichen Betrag rückwärts (Figur 110). Die Wirbel an seinem Fusse waschen fortwährend die weichen Mergel und Thonschiefer (*t*) aus und unterminieren so den Kalk, der in großen Schollen abstürzt. Unterhalb des Falles fließt der Fluss in einer engen Schlucht, die er sich beim Rückwärtseinschneiden geschaffen hat. Solche Schluchten finden sich sehr oft unterhalb von Wasserfällen; sie sind ein beredtes Zeugnis für die gewaltige Erosion des Flusses.

Es giebt auch Stufen, die nicht rückwärts schreiten, sondern ihre Lage behalten. Solche finden sich z. B. an Stellen, wo dem Fluss von den Seiten durch Seitenbäche oder durch Absturz von den Gehängen so viel Schutt zugebracht wird, dass er ihn nicht bewältigen kann. Vor allem aber haben wir solche permanente Stufen dort, wo ein Fluss eine in Hebung begriffene Scholle durchschneidet. Wo eine Scholle oder eine Falte sich quer in einem Flussbett hebt, da wird sie eine Stauung und Akkumulation oberhalb bewirken und eine Verstärkung des Gefälles und dementsprechend Erosion unterhalb veranlassen. Je weiter die Hebung geht, desto stärker wird das Gefälle und damit die Erosion. Schließlich kann die Erosion so groß werden, dass sie das Flussbett um so viel eintieft, als in der gleichen Zeit die Hebung dasselbe emporhebt. Das Flussbett behält von nun an seine Lage im Raum bei, während links und rechts die sich hebende Scholle emporwächst. Auch die Akkumulation oberhalb hört schließlich auf. Dieser Vorgang, der zuerst von Powell und unabhängig von ihm von Medlicott dargelegt worden ist, muss für manche Gefällsstufen verantwortlich gemacht werden, so nach Penck für den Durchbruch des Rheins durch das Rheinische Schiefergebirge. Der Rhein fließt in der oberrheinischen Tiefebene von Basel bis Mainz auf seinen eigenen Anschwemmungen, die bei Darmstadt eine Mächtigkeit von über 100 *m* erreichen und einen verschütteten Rheinlauf anzeigen, der nunmehr unter dem Meeresniveau liegt. Im Schiefergebirge aber strömt der Rhein unmittelbar neben festem Gestein, das häufig in Form von Klippen in seinem Laufe aufragt, und die Spuren eines früheren Bettes treten 100—200 *m* hoch über dem gegenwärtigen Flussspiegel in Form ausge-

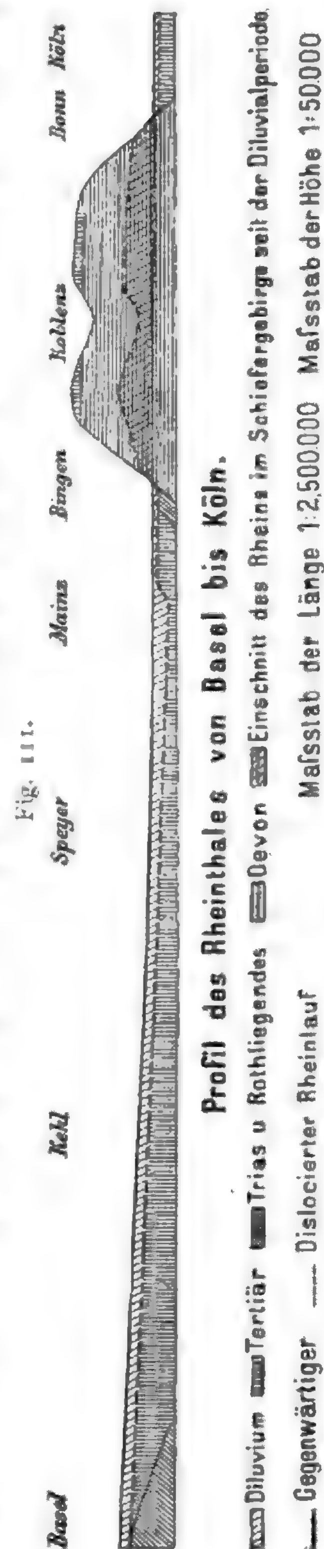
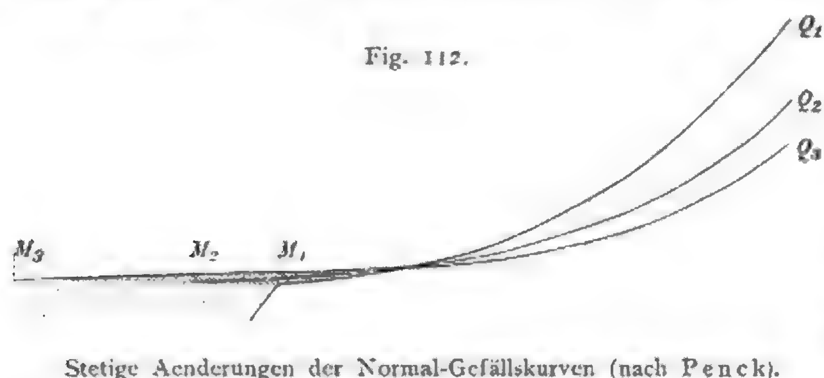


Fig. 111.

dehnter Felsterrassen auf, auf denen noch, so z. B. auf der Feste Ehrenbreitstein, Rheingerölle liegen. Das alte Rheinbett hat also gegenüber dem heutigen im Süden eine Senkung von über 100 *m* und im Norden eine Hebung von 200 *m* erfahren, im ganzen also eine Verschiebung von über 300 *m* (Fig. 111).

Hat ein Fluss sein Gefälle zwischen Quelle und Mündung völlig ausgeglichen, also die Normalkurve erreicht, so ist damit sein Wirken auf den Untergrund noch keineswegs unbedingt beendigt. Es ist vielmehr in der Regel noch sein Gefälle im Oberlauf so stark, dass er hier gleichmäßig sein Bett eintieft. Gleichzeitig baut er seine Schuttmassen als Delta an seiner Mündung in den See oder in das Meer hinaus; dadurch verlängert er seinen Unterlauf und muss nun hier akkumulieren, um sich das zum Transport der Sinkstoffe bis zur Mündung nötige Gefälle zu schaffen. So ändert sich seine Normalkurve stetig: sie sinkt im Oberlauf herab und verlängert sich im Unterlauf bei gleichzeitiger Hebung. Figur 112 lässt das erkennen; M_1, M_2, M_3 bezeichnen die Lage der Mündung, Q_1, Q_2, Q_3 die des Ursprungs zu verschiedenen Zeiten. Diese Veränderungen hören erst auf, wenn an jedem Punkt des Flussbettes das Gefälle gerade noch zur Unterhaltung des Fließens des Wassers, aber nicht mehr zum Transport von Sinkstoffen in irgend einer Form genügt. Diese definitive Endkurve ist eine Kurve nahezu ohne Gefälle.

Fig. 112.



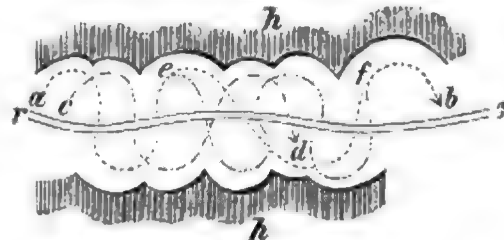
Stetige Aenderungen der Normal-Gefällskurven (nach Penck).

Ein Fluss vermag nicht nur sein Bett in vertikaler Richtung durch Erosion zu senken, durch Akkumulation zu heben; er ist oft auch im Stande sein Bett seitwärts zu verschieben oder zu verlegen. Wie es in Gebieten der Akkumulation zu Gabelungen des Flusses und damit zu kleinen Verlegungen seines Laufes kommt, sahen wir oben. Die bei der Gabelung enstandenen Äste vereinigen sich meist weiter unterhalb wieder. Nur selten schlägt infolge einer Gabelung ein Fluss eine ganz andere Richtung ein, wie der Hoangho, der sich bald dem Golf von Petschili, bald dem gelben Meer zuwendet. Dazwischen kommen auch Gabelungen vor, wo der eine Arm direkt in ein anderes Flussgebiet übertritt. Das sind die Bifurkationen. Berühmt ist die Bifurkation des Orinoco, bei der der eine Arm, der Cassequiare, dem Rio Negro und damit dem Amazonenstrom tributär wird.

Bei vielen Flüssen, die keine Möglichkeit haben, ihr Bett in die Tiefe einzuschneiden, finden wir die Neigung, dasselbe seitwärts zu ver-

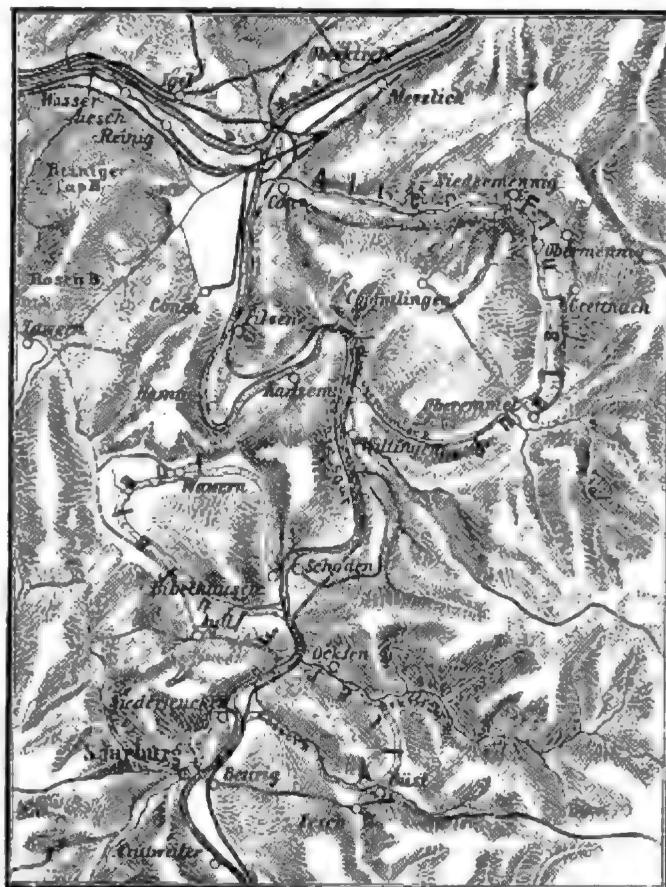
schieben. Das geschieht besonders durch Serpentinen oder Mäanderbildung. Dadurch, dass der Stromstrich sich in jedem Fluss mehr oder minder schlängelt, kommt es, wie wir oben schilderten, zur Herausbildung von Prallstellen, denen gegenüber sich am andern Ufer Kiesbänke finden. Diese Prallstellen strebt der Fluss, der sich hier an das Ufer drängt und es unterwäscht, immer mehr in das Ufer hineinzutreiben; da das bald am rechten, bald am linken Ufer geschieht, so verstärkt sich dadurch das Schlängeln des Flusses. Freilich wächst dabei auch seine Länge und es vermindert sich dadurch sein Gefälle und damit seine Transportkraft. Dadurch ist der Mäanderbildung eine gewisse Grenze gesetzt. Wenn das Gefälle durch die Verlängerung des Laufs so klein geworden ist, dass der Fluss nur noch das ihm von oben überkommende Geschiebe fortzuschaffen vermag, ist eine weitere Vergrößerung der Mäander ausgeschlossen. Aber nicht nur seitwärts, sondern zugleich auch flussabwärts verschiebt der Fluss die Prallstellen; denn der Stoß des Wassers ist an jeder Prallstelle gegen das Ufer schräg nach vorn gerichtet. Dadurch rücken die Mäander flussabwärts. Es entsteht schließlich auf diese Weise eine weite Aue oder Thalsohle zwischen hohen Ufern, in der der Fluss sich hin und her windet. Die hohen Ufer zeigen oft noch die konkaven Formen der Prallstellen, die einst hier vorhanden waren (Figur 113). Nicht selten kommt es bei Mäanderbildung vor, dass der Fluss die zwischen zwei Strecken seines Laufes befindliche Landzunge (z. B. bei *d* in Figur 113) durchbricht.

Fig. 113.



Alte Serpentinen des Rheins in der oberrheinischen Tiefebene.
h—h die Hochufer des Rheins.
a—b, *c—d*, *e—f* alte Flussserpentinen.
r—s reguliertes Rheinbett.

Fig. 114.



Alter und neuer Saarlauf unterhalb Saarburg.
Zwischen Niederleucken und Schoden zwei heute abgeschnittene Serpentinen.

Dann folgt er dem neuen kurzen Laufe und die lange Schleife (zwischen *h* und *d*) kommt außer Thätigkeit; sie versandet bald, besonders an ihren Eingängen, und bleibt dann oft nur als ein flaches Thälchen, dazwischen auch von stehendem Wasser erfüllt als Altwasser zurück.

Zu seitlichen Verschiebungen der Flüsse führt auch die ablenkende Kraft der Erdrotation. Diese drängt alle auf der Erdoberfläche sich bewegenden Massen auf der Nordhemisphäre nach rechts, auf der Südhemisphäre nach links aus ihrer Bahn heraus und zwar unabhängig von der Richtung der Bewegung. So hat schon K. E. von Baer eine langsame Verschiebung der russischen Flüsse nach rechts konstatiert und auf die Erdrotation zurückgeführt (Baersches Gesetz); die Wolga z. B. greift ihr Westufer an, das unterwaschen und steil ist und direkt als Bergufer dem flachen Ostufer oder Wiesenufer gegenübergestellt wird. Obwohl das Gesetz von verschiedenen Seiten angefochten worden ist, kann heute, besonders nach den Ausführungen von Gilbert, an seiner Richtigkeit ein Zweifel nicht mehr bestehen.

Alle die betrachteten seitlichen Verschiebungen, mögen sie durch Mäanderbildung oder durch die Erdrotation verursacht sein, vollziehen sich besonders leicht, wo die Ufer aus lockerm Material bestehen und niedrig sind. Sind sie felsig und hoch, so ist ein Seitwärtsrücken sehr erschwert und der Flusslauf hier bis zu einem gewissen Grade festgelegt. Infolge dessen ist auch die Verbreiterung der Thalsohle, die Auebildung, auf die weichen Schichten beschränkt, während die harten in Engen passiert werden. Wie Suess hervorhob, ist die Donau bei Wien, bei Pressburg und bei Waitzen, sowie im Eisernen Thor durch felsiges Ufer festgelegt, während sie auf den Alluvialebenen dazwischen unter dem Einfluss der Erdrotation weit nach rechts ausbiegt.

Von besonderer Bedeutung ist eine dritte Art der seitlichen Flussverschiebung, auf die besonders Gilbert und v. Richthofen Gewicht legen; man kann sie als Monoklinalverschiebung bezeichnen. Fließt ein Fluss (Fig. 115) in einer weichen Schicht (*w*), unter der eine geneigte harte Schicht (*hh*) sich findet, im Streichen der Schichten oder doch in spitzem Winkel dazu, so wird er zunächst senkrecht in die Tiefe schneiden, bis er die harte Schicht erreicht hat. Dann aber wird er, da die Erosion in der harten Schicht erschwert ist und daher das eine Ufer sich schwerer als das andere angreifen lässt, die Tendenz haben, sein Bett gleichsam an der harten Schicht seitwärts abgleiten zu lassen. Ist sein Lauf von Anfang an parallel dem Streichen gewesen, so verschiebt er sich dabei sich selbst parallel, so dass sein Bett der Reihe nach die Lage a_1, a_2, a_3 einnimmt. Fließt er dagegen schräge zum Streichen, so entsteht eine Zerlegung des Flusslaufs in zweierlei verschiedenartige Strecken. Der untere Teil der Fig. 116 giebt uns ein Vertikalprofil der Schichten

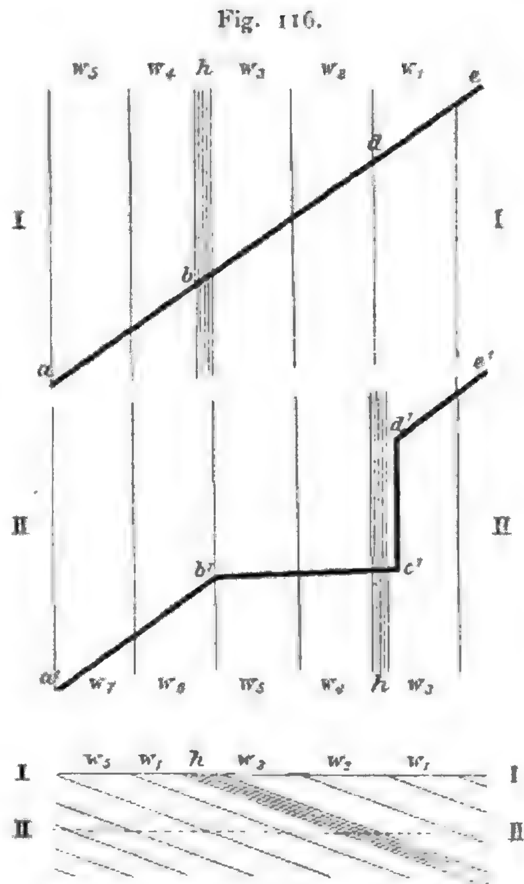
Fig. 115.



Monoklinale Seitenverschiebung eines im Streichen gelegenen Flussbettes (nach v. Richthofen).

senkrecht zum Streichen, I den Grundriss im Niveau I, in dem der Flusslauf die ursprüngliche Lage *a b d e* hat, II den Grundriss in späterer Zeit im Niveau II, nachdem das oberhalb II II befindliche Gestein im Fluss wegerodiert ist. Die Strecken *ab* und *de* haben sich in dieser Zeit in den weichen Schichten *w* vertikal in die Tiefe eingeschnitten, da sie nirgends auf harte Schichten stießen; sie nehmen im Niveau II die Lage $a^1 b^1$ und $d^1 e^1$ ein. Die Strecke *b d* aber ist der Neigung der harten Schicht (*h*) folgend an dieser durch Monoklinalverschiebung abgeglitten und hat die Lage $c^1 d^1$ angenommen. So ist an Stelle der geraden Strecke *b d* das knieförmige Stück $b^1 c^1 d^1$ getreten. Bei mehrfachem Wechsel harter und weicher Schichten entsteht in dieser Weise eine vollkommene Zickzackform des Laufs. Es wechseln Strecken, die dem Streichen der Schichten folgen, mit solchen senkrecht dazu ab. Dieser Vorgang erklärt in vielen Fällen, warum wir im Bereich dislocierter Gesteine so oft rechtwinkelig aufeinander stoßenden Flusstrecken begegnen. Nur wenn der Flusslauf senkrecht zum Streichen liegt, schneidet er sich vertikal in die Tiefe.

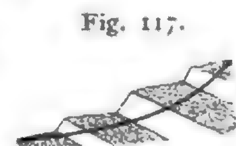
Fig. 116.



Monoklinalverschiebung eines schräge zum Streichen fließenden Flusses.
w weiche, *h* harte Schichten. In der Figur oben stellt I I den Grundriss im Niveau I, II II den im tiefern Niveau II dar. Unten findet sich der geologische Querschnitt durch das Gebiet.

Flusswirkung und Denudation. Die Flüsse zusammen mit der Abspülung sind bei weitem die wichtigsten Faktoren bei der Ausgestaltung der Landoberfläche; sie arbeiten einander stets in die Hand. Ihr Resultat ist eine allmähliche Abtragung des Landes; diese Abtragung wird **Denudation** genannt. Wie der Fluss das Gefälle seines Laufes auszugleichen strebt, so strebt die Abspülung nach einer gesetzmäßigen Abböschung der Gehänge, bei der jedoch der Felscharakter eine weit größere Rolle als beim Fluss spielt (Fig. 117.) Ein überspültes Gehänge zeigt, wenn es aus verschiedenen Gesteinen besteht, immer verschiedene Böschungswinkel von Gestein zu Gestein, ein Flusslauf, wenn er nicht sehr jugendlich ist, dagegen nicht. Unter das Niveau des

Fig. 117.

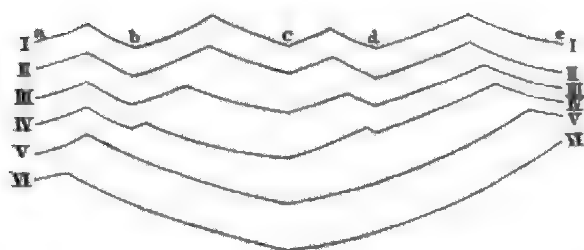


Gegensatz der durch den Fluss geschaffenen Gefällskurve und des Gefälles abgespülter Gehänge (n. Penck).

Flusses kann die Abspülung das Land nicht abtragen; der Flusslauf stellt daher das sogenannte lokale untere Denudationsniveau dar (Penck).

Da für jedes Gestein für eine gegebene Abspülung eine Maximalböschung besteht, über die sich dasselbe nicht erheben kann, ohne in kurzer Zeit abgetragen zu werden, so bestimmt die Lage der Flüsse zu einander auch die größtmögliche relative Erhebung der Wasserscheiden dazwischen: je näher zwei Flüsse, desto kleiner die relativen Höhen zwischen ihnen. In der Figur 118 entspreche der Winkel der Gehänge der Maximalböschung des überall homogen angenommenen Gesteins, das die Höhen zusammensetzt. Dann wird die relative Höhe der Wasserscheide zwischen *a* und *b* im Stadium I geringer sein als zwischen *b* und *c*, weil die Entfernung zwischen den Flüssen *a* und *b* kleiner ist als zwischen *b* und *c**). Es besteht also für jedes Gebiet auch ein lokales oberes Denudationsniveau, über das die Berge nicht emporragen können; dasselbe ist von der Entfernung der Flüsse von einander, sowie vom Gesteinscharakter und dem Betrag der Abspülung abhängig, welch letztere beide die Größe der Maximalböschung bestimmen. Der Abstand des lokalen obern Denudationsniveaus vom untern oder, anders ausgedrückt, die relative Höhe der Erhebungen ist umso größer, je weitmaschiger das Flussnetz, je widerstandsfähiger das Gestein und je schwächer die Abspülung ist.

Fig. 118.



Querschnitt durch Thäler, die sich z. T. gleich rasch, z. T. ungleich durch Einschneiden der Flüsse vertiefen, in verschiedenen Stadien.

Solange die Flussläufe ihre Höhenlage behalten, solange arbeitet die Abspülung ständig, aber mit abnehmender Geschwindigkeit an der Abböschung der Gehänge, so dass diese immer flacher und flacher werden; dabei behalten auch die Wasserscheiden ihre Lage bei; sie werden nur durch Unterwaschen und Abbrechen der übersteilen Partieen erniedrigt. Auch wenn die Flüsse (in Figur 118 *a b c d e*) alle gleich rasch ihr Bett eintiefen, so dass alle gleichzeitig in die Stellung II kommen, ändert sich die Lage der Wasserscheiden nicht; die Gehänge werden gleichmäßig erniedrigt und ihre Schnittlinien, eben die Wasserscheiden, senken sich vertikal, ohne dass die relative Höhe sich ändert. Anders wenn ein Fluss (der Fluss c zwischen den Stadien II und III) rascher erodiert als seine Nachbarn; dann rücken die Wasserscheiden vom rascher erodierenden Fluss fort und es vergrößert sich dessen Einzugsgebiet auf Kosten des Einzugsgebietes der langsamer erodierenden Nachbarflüsse. Ja, es kann in dieser Weise die Wasserscheide bis ins Bett des langsam erodierenden

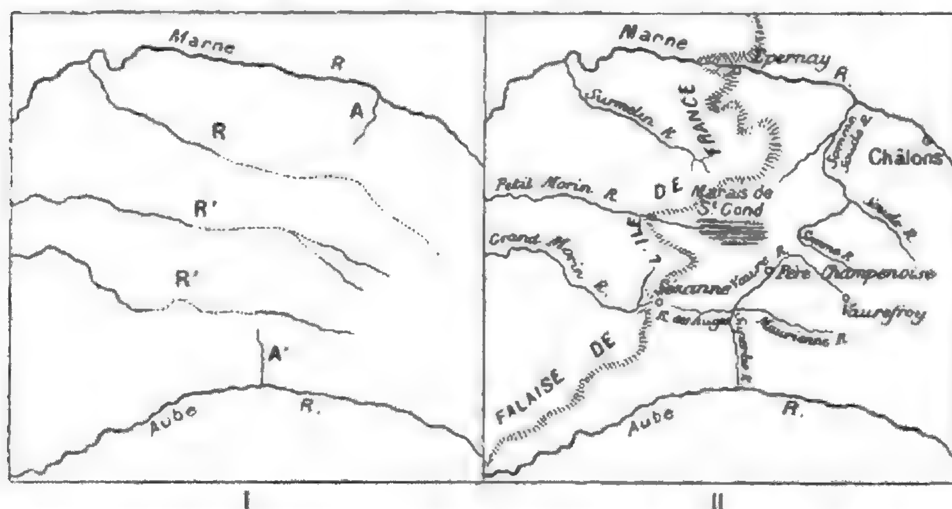
*) Die Böschung der Gehänge ist in der Nähe der Wasserscheiden etwas größer, weil hier weniger Spülwasser in Aktion tritt, als weiter unten; daher ist die Maximalböschung hier steiler als am Fuß des Gehänges; das ist in der Figur berücksichtigt.

Flusses rücken, d. h. dieser wird zu dem rasch erodierenden Strom abgelenkt und ihm tributär wie die Flüsse *b* und *d* im Stadium V.

Da große Flüsse weit rascher erodieren, so haben sie von vornherein die Neigung ihr Einzugsgebiet zu erweitern und dadurch kleine schwach erodierende Flüsse ihrer Nachbarschaft an sich heranzuziehen. Aber auch ein Fluss in weichem Gestein wird sein Bett rascher eintiefen als ein benachbarter in hartem und dadurch seine Wasserscheide von sich fortrücken und so allmählich die Flüsse in hartem Gestein an sich ziehen. Flüsse mit starkem Gefälle werden ihr Einzugsgebiet auf Kosten von Nachbarflüssen mit schwachem Gefälle erweitern. Besonders leicht tritt eine Ausdehnung des Einzugsgebietes ein, wenn etwa ein Nachbarfluss akkumuliert u. s. w.

Ein treffliches Beispiel solcher Ablenkungen von Flüssen durch Verschiebung der Wasserscheiden schildert William Morris Davis

Fig. 119.



Flussablenkungen im Bereich der oberen Marne und Aube (nach W. M. Davis).

aus dem Gebiet der obern Marne und Aube (Figur 119). Der ursprüngliche Lauf der Flüsse ist links (nach geologischen Befunden) dargestellt. Marne und Aube, beide wasserreich, erodierten stärker als die andern kleinern Flüsse; dadurch schnitten die Zuflüsse *A* und *A'* gleichfalls ihr Bett tiefer ein und drängten die Wasserscheide bis ins Bett der Nachbarflüsse zurück. Diese verloren dadurch ihren Oberlauf und mitten in ihrem alten Bett entstanden Wasserscheiden; sie knüpfen sich am Surmelin und am Grand Morin an den stufenförmigen Abfall der sanft nach West geneigten harten Kreideschichten, die weiter im Osten wegen der starken Erosion der Marne und der Aube und der dadurch belebten Abspülung schon ganz entfernt sind. Bei dem am weitesten von Aube und Marne entfernten Petit Morin ist die Zurückdrängung der Wasserscheide noch nicht so weit gediehen; doch bedarf es nur noch eines geringen Einschneidens des Vaure, um den Sumpf, der das Quellgebiet markiert, zur

Adda abzuleiten. Ein analoger Vorgang spielte sich nach Heim am Maloja-Pass zwischen dem obern Inn, der im Engadin nur ein verschwindendes Gefälle hat und daher hier akkumuliert, und der nach Südwesten in steilem Bett abwärts stürzenden Maira ab; die Maira hat durch Rückwärtsschiebung der Wasserscheide den frühern Oberlauf des Inn, die Orlegna, an sich gezogen.[1])

Ausgezeichnet ist das Ineinanderarbeiten von Erosion und Abspülung in homogenem Gestein bei Wildbächen zu erkennen. So heißen im Gebirge Bäche, die in der Regel kein oder wenig Wasser führen, bei Regenwetter aber anschwellen und der starken Abspülung ihres fast immer

Fig. 120.



Wildbäche bei Kandersteg (Berner Oberland).
Nach einer Photographie von [illegible].

aus lockerm Schutt zusammengesetzten Einzugsgebietes wegen sehr viel Schutt führen. Figur 120 stellt einige allerdings sehr kleine Wildbäche dar, die sich nebeneinander in das aus Bergsturzschutt bestehende Thalgehänge bei Kandersteg im Berner Oberland eingefressen haben. Deutlich sieht man das Sammelgebiet, wo das spülende und schuttabreißende Wasser sich sammelt, und den Abzugskanal, der ins Thal herausführt. Im Hauptthal, wo das Gefälle des Wildbachs kleiner wird, lagert sich der herausgeführte Schutt in Form eines flachen Kegels — des Schuttkegels —

1) Auf die große Bedeutung dieser Rückwärtsgreifens von Wasserscheiden hat besonders Löwl aufmerksam gemacht. Über Wasserscheiden siehe vor allem Philippson.

ab. Ein Schuttkegel fehlt fast keinem Wildbach. Die Böschung der zwischen den Bächen erhaltenen Rücken (Figur 120) ist überall gleich und entspricht der Maximalböschung des Bergschuttes. Die relative Höhe der Rücken ist zwischen den nah benachbarten Bächen *a* und *b* klein, schon größer zwischen *c* und *b* und am größten zwischen den weit von einander entfernten Bächen *d* und *c*. Dabei hat der am tiefsten eingeschnittene Bach *d* seine Wasserscheide stark gegen den Bach *c* verschoben. Auch der Rücken zwischen *b* und *c* besitzt gegen den tiefern Bach *c* ein längeres Gehänge. Auch die unbedeutenden Rücken am Hintergehänge von *d* und *e* zwischen den einzelnen Furchen zeigen im kleinen die gleichen Erscheinungen.

Da das Bett eines Wildbachs in der Regel starkes Gefälle hat, so findet bei jeder Gelegenheit eine Vertiefung desselben statt. Eine solche Vertiefung kann auch durch ein Einschneiden des Hauptflusses verursacht sein. So sind die Schuttkegel aller Wildbäche in Figur 120 an ihrem untern Ende von der Kander angeschnitten worden, die gleich hinter dem Gebüsch strömt. Dadurch wurden die Bäche *a* und *b* einerseits, *d* und *e* andererseits veranlasst ihren Unterlauf in ihren eigenen Schuttkegel einzuschneiden. Jede Vertiefung des Bettes aber zieht sofort Nachrutschungen und Abschwemmungen von den übersteil gewordenen Gehängen nach sich. Dadurch verschieben sich die Wasserscheiden rückwärts. Nur wo sich zwischen zwei Bächen bereits ein scharfer Grat findet, ist diese Verschiebung gehemmt, die Wasserscheide gleichsam im Gleichgewicht, weil der eine Bach sie nach rechts, der andere nach links zu drängen sucht. Dagegen ist das Einfressen rückwärts in der Regel leicht möglich.

Zahlreiche Wildbäche sind erst durch die Entwaldung der Schutthänge entstanden, durch die eine fast unbeschränkte Abspülung ermöglicht wurde. Heute sucht man ihnen dadurch zu wehren, dass man ihre Sohle durch Mauerwerk, durch sogenannte Thalsperren, festlegt. Auf diese Weise wird das Tiefereinschneiden der Betten gehemmt, dadurch auch das Übersteilwerden und Nachstürzen der Gehänge und damit überhaupt starke Schuttlieferung unmöglich gemacht. Das Wasser spült nur an den Gehängen und mindert stetig deren Böschung; ist letztere klein genug geworden, so sucht man durch Aufforsten eine Radikalkur auszuführen; denn hat einmal der Wald festen Fuß gefasst, so ist die Abspülung gehemmt und die Gefahr weiterer Wildbachausbrüche und Verheerungen im Thal durch den herabgeführten Schutt ausgeschlossen; die Wildbäche liefern wohl noch Wasser, aber da dieses über den Waldboden nur langsam abfließt, nicht in plötzlichen Ausbrüchen und ohne Überladung mit Schutt.

Alle Gesetze, die uns die Wildbäche für Gebiete aus gleichförmigem Gestein zeigen, gelten auch für Gebiete aus ungleichförmigem Gestein; auch hier besteht die Abhängigkeit der relativen Höhe der Wasserscheiden vom Abstand der Bäche von einander, sowie von der Maximalböschung der

Gesteine, nur dass letztere von Schicht zu Schicht wechselt und daher an Stelle eines gleichmäßig abgeböschten Gehänges ein stufenförmiges tritt. Auch hier bewirkt jedes Einschneiden der Flüsse, also jede Senkung des lokalen untern Denudationsniveaus sofort eine Belebung der Abrutschungen und der Abspülung und dadurch eine Erniedrigung der Wasserscheiden, sofern die Gehänge schon vorher bis zur Wasserscheide die Maximalböschung besaßen. Auch die Verschiebung der Wasserscheiden erfolgt analog vom rasch erodierenden Fluss fort. Die Geschwindigkeit der Verschiebung hängt dabei sehr wesentlich vom Gesteinscharakter ab; sie erfolgt in weichem Gestein sehr rasch, in hartem sehr langsam. Daher haben im allgemeinen die Wasserscheiden die Neigung sich an harte Schichten zu knüpfen.

Erosion und Denudation wachsen mit zunehmender Höhe; sie sind in hochragenden Gebirgen weit bedeutender als in niedrigen. Je höher daher ein Gebiet gehoben wird, desto stärker wird es abgetragen und schließlich gelangt es nach Penck in eine Höhe, wo die Abtragung gerade so viel entfernt, als von unten in der gleichen Zeit emporgehoben wird. Abtragung und Hebung halten einander hier das Gleichgewicht und ein weiteres Wachsen des Gebirges ist ausgeschlossen. Die Höhe, in der die Abtragung so groß ist, dass sie selbst der größten auf Erden vorkommenden Hebung Schritt zu halten vermag, nennt Penck das absolute obere Denudationsniveau; es wird annähernd durch die höchsten Gipfel der Erde repräsentiert.

Es giebt auch ein absolutes unteres Denudationsniveau, unter das das Land überhaupt nicht abgetragen werden kann. Dasselbe wird durch eine von der Küste gegen das Innere des Landes ganz allmählich und überaus wenig ansteigende schiefe Ebene dargestellt, deren Gefälle überall gerade noch groß genug ist, um das Fließen des Wassers zu veranlassen, aber zu klein, um dem Wasser den Transport irgend welcher Sinkstoffe zu gestatten. Zwischen dem absoluten obern und dem absoluten untern Denudationsniveau liegt die gesamte von Zuflüssen des Meeres überflossene Landoberfläche.

Betrag der Denudation. Kennt man die Massen von gelösten Substanzen, von Schlamm, Sand und Geschieben, die die Flüsse jährlich ins Meer schaffen, so vermag man durch Verteilen derselben auf das Land zu berechnen, um wie viel das Land jährlich durch das fließende Wasser abgetragen wird. Penck fand durch Diskussion zahlreicher einschlägiger Beobachtungen die Abtragung für Mitteleuropa (Elbe, Rhein, Maas, Seine, Themse) zu 0.03 *mm* jährlich, für Südeuropa (Donau, Rhone) zu 0.07 *mm*, für Südasien (Amu-Darja, Indus, Ganges, Irawaddy, Yangtsekiang) aber zu 0.22 *mm*. Sehr viel größer ist die Abtragung im Gebirge; Heim bestimmte sie für das Reussgebiet zu 0.24 *mm* jährlich (mit Berücksichtigung der gelösten Substanzen zu 0.3 *mm*), Steck für die Kander im Berner Oberland zu 0.45. Und doch beteiligen sich an den Einzugsgebieten

dieser Alpenflüsse nicht nur stark abgespülte Strecken, sondern auch Ebenen mit Akkumulation, sodass thatsächlich die Abtragung, dort wo sie allein herrscht, weit größer sein muss. Sind auch alle diese Zahlen nur Näherungswerte und nicht als absolut genau zu betrachten, so zeigen sie uns doch die Größenordnung der Beträge, um die es sich handelt: durchschnittlich in etwa 10000 Jahren wird das Land um 1 *m* abgetragen.

Gletscherwirkungen.

Schneegrenze. Im Gebirge nimmt die Temperatur mit zunehmender Höhe ab und zwar um 0,5° C. auf 100 *m*. Damit wächst die Menge des schneeigen Niederschlags und gleichzeitig verringert sich die zur Schmelzung des Schnees verwendbare Wärmemenge. Schließlich gelangen wir in eine Höhe, wo die in einem Jahr gespendete Wärme gerade noch genügt, um den im gleichen Zeitraum gefallenen Schnee zu schmelzen. Steigen wir noch etwas höher, so bleibt hier jedes Jahr ein Rest Schnee ungeschmolzen zurück; wir befinden uns in der Region des ewigen Schnees. Die Höhe, in der Gleichgewicht zwischen Schneefall und gespendeter Wärme herrscht, bezeichnet man als Schneegrenze. Im Hochgebirge wechseln auf kurze Entfernung die Verhältnisse der Schneeanhäufung, da der Schnee von den steilen Gehängen fort- und in den Nischen und Schluchten zusammengeweht wird. Daher werden bei gleicher Temperatur steile Gehänge in einer Höhe schneefrei, in der sich in Nischen der Schnee noch hält. Aber auch die zur Schmelzung gespendete Wärmemenge fällt von Ort zu Ort ganz verschieden nach der Lage (Exposition) aus. So kommt es, dass von Stelle zu Stelle die Höhe der Schneegrenze sich ändert. Wir nennen diese durch die ungleichmäßige Anhäufung und Abschmelzung bedingte Schneegrenze die örtliche oder lokale Schneegrenze. Ihr gegenüber stellen wir mit E. Richter die klimatische Schneegrenze und verstehen darunter die Höhe, in der auf horizontalen und daher weder lokal begünstigten noch benachteiligten Flächen der in einem Jahr gefallene Schnee gerade geschmolzen werden kann. Angenähert lässt sich diese Höhe für eine Gebirgsgruppe als Mittel aus den einzelnen beobachteten Höhen für die örtliche Schneegrenze finden.

Die Bestimmung der Schneegrenze in der Natur durch direkte Beobachtungen ist nicht so einfach, weil ihre Höhe nicht nur von Bergseite zu Bergseite, sondern auch von Jahr zu Jahr etwas verschieden ist. Eigentlich gut orientiert sind wir nur über die Höhe der Schneegrenze in den Alpen, weil hier in der letzten Zeit Methoden zur Anwendung gekommen sind, die sich nicht auf Einzelbeobachtungen, sondern auf das Vorkommen von Gletschern stützen. Gipfel, wo Gletscher sich finden, ragen über die Schneegrenze empor, Gipfel dagegen, denen Gletscher fehlen, nicht. So gelingt es, Grenzwerte zu finden und daraus auf die Höhe der Schneegrenze zu schließen. Eine andere vom Verfasser vorgeschlagene Methode geht davon aus, dass bei größern Gletschern etwa

3/4 der Oberfläche über der Schneegrenze liegen; die Isohypse, die die Gletscheroberfläche im Verhältnis 3 : 1 teilt, entspricht also ungefähr der Schneegrenze. Eine dritte Methode besteht darin, dass man die mittlere Höhe des Gletschers berechnet; diese ist, wie Kurowski gezeigt hat, ungefähr gleich der Höhe der Schneegrenze.

Deutlich zeigt sich in den Alpen der Einfluss der Exposition auf die örtliche Schneegrenze; sie befindet sich im Berner Oberland bei Nordexposition im Mittel etwa 150 *m* tiefer als bei Südexposition. Die klimatische Schneegrenze liegt in den Ostalpen nach Richter in der nördlichen Kalkzone bei 2500 *m* und steigt gegen das Innere bis zu 2900 *m* an, um sich auf der Südseite wieder auf 2600—2700 *m* zu senken. Auch entlang des centralen Zuges der Alpen springt die Schneegrenze auf und ab: Finsteraarhorngruppe 2900 *m*, Trieftgebiet 2700 *m*, Tödi 2700 *m*, Ötzthaler Alpen 2900 *m*, Hohe Tauern 2700 *m*.*) Die Ursache dieser Unterschiede liegt darin, dass ausgedehnte Erhebungen in gleichen Höhen höhere Temperaturen und geringere Niederschlagsmengen zu haben pflegen als benachbarte niedrigere Berge; sie verhalten sich klimatisch ähnlich wie Plateaux und heben dadurch die Schneegrenze empor.

So zuverlässige Angaben wie für die Alpen fehlen mit wenigen Ausnahmen für andere Gebiete. Gleichwohl zeigt sich deutlich, wie die Schneegrenze aus den Polarregionen gegen die Tropen ansteigt. Dabei liegt sie in der regenreichen Äquatorialregion etwas tiefer als in den trockenen Passatzonen; in diesen erreicht sie überhaupt ihre größte Höhe. Besonders in Asien ist das Sinken der Schneegrenze von dem trockenen Tibet gegen die Südketten des Himalaya sehr markant: Karakorum und Kuenlun 5500—6000, Himalaya Südseite 4900, Ketten von Birma 3700 *m*. Trockenheit bewirkt immer eine hohe Lage der Schneegrenze. Die nachfolgende kleine Tabelle (nach Penck) illustriert die Verhältnisse:

Höhe der Schneegrenze in Metern.

Breite	Nördliche Halbkugel	Südliche Halbkugel.
0°—10°	zw. 4200 u. 4700 (Anden v. Columbia)	zw. 4510 u. 5050 (Anden von Ecuador)
10°—20°	zw. 4280 u. 4900 (Mexiko)	zw. 4760 u. 5920 (Anden)
20°—30°	zw. 3700 (Ketten von Birma) u. 5300 (Himalaya)	zw. 4500 (Ostcordillere) u. 6000 (Anden)
30°—40°	zw. 2920 (Taurus) und 5910 (Karakorum)	zw. 1600 u. 4480 (Anden)
40°—50°	zw. 1590 (Kaskadengebirge) u. 3810 (Kaukasus)	zw. 300 (Kerguelen) u. 2380 (Neuseeland)
50°—60°	zw. 1360 (West-Norwegen) u. 3230 (Sibirien)	zw. 550 (Südgeorgien) u. 1220 (Feuerland)
60°—70°	zw. 760 (Alaska) u. 1630 (Ostnorwegen)	

*) Nach Kurowski, Zeller, Jegerlebner und Richter.

In der Arktis ist bisher kein Gebiet bekannt geworden, wo die Schneegrenze im Meeresspiegel läge. Dagegen dürfte das im Bereich der antarktischen Eiskappe*) der Fall sein.

Oberhalb der Schneegrenze bleibt aus jedem Jahr ein Rest Schnee ungeschmolzen zurück. Hier würde sich daher gar bald über dem Felsgebirge ein gewaltiges Gebirge aus Eis und Schnee aufbauen, wenn nicht die Natur für eine Abfuhr jenes Schneeüberschusses Vorsorge getroffen hätte. Diese Abfuhr erfolgt einerseits ruckweise durch ein plötzliches Abstürzen der Schneemassen in die Tiefe — das sind die Lawinen; oder aber der Schnee, bezw. das aus ihm hervorgegangene Eis gerät in eine langsame Bewegung und fließt stetig der Neigung des Bodens folgend als **Gletscher** thalabwärts.

Lawinen. Als Lawine, Laui oder Lahn wird jede stürzende Schnee- oder Eismasse im Gebirge bezeichnet. Jede Lawine hat ein Abrissgebiet, wo die Schneemassen sich losreißen, eine Sturzbahn und am Fuss dieser Sturzbahn ein Ablagerungsgebiet. Die Staublawinen bestehen aus trockenem, mehr oder minder pulverförmigem Schnee; sie bilden sich bei Neuschnee, besonders wenn der Schneefall ohne Wind erfolgte. Der Schnee bleibt dann oft auf steilen Hängen liegen, von wo er bei der ersten Gelegenheit, die durch den Tritt eines Tieres, durch einen Schuss, ja durch einen Schrei gegeben werden kann, als Lawine abstürzt. Sehr häufig kommt der Neuschnee auch auf der glatten gefrorenen Oberfläche des alten Schnees ins Gleiten. Die Staublawinen sind besonders die Lawinen des Winters; gefürchtet sind sie vor allem des Windschlags wegen.

Im Gegensatz zu den Staublawinen sind die Grundlawinen die Lawinen der Zeit starker Schneeschmelze. Sie gehen ab, wenn der Schnee mehr oder weniger mit Schmelzwasser durchtränkt und oft durch das dem Boden entlang fließende Wasser unterhöhlt ist. Der Schnee reißt bis zum Erdboden ab, so dass der Grund erscheint. Besonders in den Stunden zwischen 10 Uhr vormittags und 3 Uhr nachmittags fallen an warmen Tagen Grundlawinen, dann auch bei Föhn. Gefährlich sind sie durch den Schneeschlag: der stürzende Schnee reißt Steine, Bäume, ja Häuser mit fort.

Bei den Gletscherlawinen sind die stürzenden Massen nicht Schnee, sondern Gletschereis; sie entstehen, wo ein Gletscher auf steilem Untergrunde oder oberhalb einer Wand endigt, über die er sich zeitweilig hinausschieben will.

Die Bewegung ist bei allen Lawinen im ersten Augenblick ein Gleiten, das sich jedoch sofort in ein Stürzen und schließlich in eine Art Fließen verwandelt, genau vergleichbar dem Fließen des Sandes, den man auf eine schräg geneigte Unterlage ausschüttet. Die einzelnen Teile verschieben sich dabei fortwährend neben- und übereinander und

*) In Süd-Georgien, für das man früher eine Schneegrenze im Meeresniveau annahm, liegt sie thatsächlich in 550 *m* Höhe, wie die topographischen Aufnahmen der deutschen Polarstation darthun.

der Schneestrom schmiegt sich genau den Unregelmäßigkeiten des Geländes an. Bei den Staublawinen sind die einzelnen «Flüssigkeitselemente» Schneeflocken, bei den Grundlawinen dagegen Schneeballen der verschiedensten Größe. Beim Anprall unten im Thal keilen sich die Massen der Grundlawine zusammen und vereisen im Moment durch den gewaltigen Druck. Die Staublawinen dagegen bleiben ihres starken Luftgehalts wegen locker.

Die große Mehrzahl der Lawinen fällt oberhalb der Waldgrenze oder hat doch hier ihren Ursprung. Wo Wald steht, heftet er den Schnee an den Boden, so dass es zu keiner Lawinenbildung kommt; oft hält auch ein Wald eine stürzende Lawine auf und schützt so das Thal. Ein Niederschlagen des Waldes im Hochgebirge an steilen Gehängen ist daher sehr oft von einer Vergrößerung der Lawinengefahr gefolgt. Man sucht sie nachträglich durch kostspielige Verbauungen und durch Aufforsten wieder zu bannen.

Die Schneemassen, die in Lawinen bergab gefördert werden, sind oft sehr groß. In der 325 *qkm* großen Gotthardgruppe in der Schweiz stellte Coaz 530 Lawinenzüge fest, von denen eine große Zahl erst infolge der Entwaldung entstanden ist; sie fördern jährlich $^1/_3$ *cbkm* Schnee. Einzelne Lawinen erreichen 1 Million *cbm* und darüber. Noch größer werden manche Gletscherlawinen. Die Gletscherlawine, die am 11. September 1895 im Berner Oberland von der Altels abging, hatte 4—5 Millionen *cbm*. Sie langte am Fuss des Berges nach Durchmessung einer Fallhöhe von 1500 *m* mit einer Geschwindigkeit von 120 *m* an (Heim, Brückner).

Lawinen kommen in allen Gebirgen vor, in denen reichlich Schnee fällt und die steilere Gehänge aufweisen; insbesondere treffen wir sie überall, wo Teile des Felsgerüstes der Erde in den Bereich des ewigen Schnees emporragen. Dadurch, dass die Lawinen, besonders die Grundlawinen, vielfach Steine und Schutt vom Gehänge herabreißen, arbeiten sie mit an der Abtragung des Landes. Wenn dann der Lawinenkegel unten im Thal schmilzt, so schmelzen (apern) alle diese Schutt- und Staubmassen heraus und bedecken als schwarze Schmutzschicht den Lawinenrest. Ist später alles Eis geschmolzen, so bleibt der Schutt doch als Wahrzeichen der gefallenen Lawine zurück. Fast regelmäßig findet man daher am Fuß eines häufig benutzten Lawinenzuges mehr oder minder mächtige Schuttanhäufungen.

Formen und Verbreitung der Gletscher. Gletscher sind dauernde, in einer stetigen, teils gleitenden, teils fließenden Bewegung begriffene Eismassen, die ihren Ursprung oberhalb der lokalen Schneegrenze haben. Ihre Größe ist überaus mannigfach und kann bis zu vielen Tausenden, ja Hunderttausenden von Quadratkilometern ansteigen. Ebenso verschieden ist ihre Form, die zu einem Teil von der Gestaltung des Untergrundes abhängt, zu einem Teil aber auch von der Größe der Gletschermasse.

In Gebirgen mit Graten und Spitzen wie die Alpen treffen wir Gletscher von alpinem Typus (Heim). Hier ist fast jeder Gletscher durch orographische Verhältnisse von seinen Nachbarn getrennt und daher wohl individualisiert. Ed. Richter unterscheidet darunter Kargletscher, Gehängegletscher und Thalgletscher. Die Kargletscher liegen hoch oben in Nischen oder Karen, an Gipfeln oder Graten, die nur wenig über die Schneegrenze emporreichen; sie sind klein und werden deshalb oft nur als Schneefelder bezeichnet. Schon größer sind meist die Gehängegletscher, die auf den Gehängen des Thales ruhen. Noch größer sind die Thalgletscher; sie reichen bis zur Thalsohle herab und bedecken diese auf eine Strecke, während ihr Ursprung am Hintergehänge des Thales zu suchen ist; sie erscheinen als Eisströme im eigentlichsten Sinn des Wortes. Oft vereinigen sich mehrere Gletscher in ihrem Unterlauf zu einem einheitlichen Gletscher. Bei vielen ist deutlich eine Firnmulde von der Gletscherzunge zu unterscheiden (vgl. Fig. 121); diese Scheidung ist aber nur durch die Gestalt des Thales und nicht durch die Lage der Schneegrenze bedingt. Der größte Gletscher der Alpen ist der Aletschgletscher, der an den Südflanken der Jungfrau entspringt und von hier bis zu seinem Ende eine Länge von 24 *km* und mit all seinen Zuflüssen ein Areal von 115 *qkm* besitzt.

Fig. 121.

Der Obersulzbachgletscher in den Hohen Tauern, ein alpiner Thalgletscher (nach Richter).
Die Isohypse von 2400 *m* schneidet die Gletscherzunge ab; die Isohypse von 2700 *m* entspricht etwa der Schneegrenze.

In Gebirgen, die, wie die skandinavischen, Berge von Pultform haben, treffen wir Plateaugletscher an; hier fehlt jede Gliederung; wie ein Federbett ruht die Eismasse auf dem pultförmigen Gipfel auf. Von einzelnen Firnmulden und zugehörigen Gletscherzungen ist nicht die Rede; dieselbe Gletscherhaube kann mehrere Zungen in die verschiedenen Thäler herabsteigen lassen, wie der Justedalsbräe, der 900 *qkm* bedeckt und 20 kurze Zungen in die tief in das Plateau einschneidenden Thäler sendet.

Bei den bisher betrachteten Gletschern spiegelt sich in ihrer Form und Ausbreitung sowie in ihren Oberflächenverhältnissen deutlich der Untergrund wieder. Anders beim Inlandeis. Hier liegt eine vollkommene Eisüberschwemmung vor, die unabhängig vom Untergrund ist. Einzig und allein die physikalischen Eigenschaften des Eises sind für die äußere Form maßgebend; so kommt eine Gestalt zustande, die man am besten mit der eines ausgegossenen Breies vergleichen kann. Die Massen rücken

stetig von der Mitte gegen die Ränder vor. An jeder Stelle nimmt das Eis die Mächtigkeit an, die nötig ist, um die Widerstände aller gegen den Rand hin vorgelagerten Massen zu überwinden und so die Bewegung zu unterhalten. Dabei herrschen in der Mitte überaus geringe Neigungen der Oberfläche (Nansen fand in Grönland nur 1°), während die Ränder steil abfallen. Das einzige besser bekannte Beispiel eines Inlandeises bietet Grönland. Nur in der Nähe der Ränder ragen mehrfach Gipfel des Untergrundes über das einheitliche Niveau des Eises heraus — die Nunataker oder Aberberge. Hier kommt der Untergrund auch insofern zur Geltung, als er den Rand des Eises in zahlreiche einzelne Zungen, z. T. von sehr großer Breite zerlegt. Ein viel großartigeres Beispiel eines Inlandeises dürfte die noch unerforschte antarktische Eiskappe darstellen. In der geologischen Vergangenheit boten die Inlandeismassen von Nordamerika und von Nordeuropa ähnliche Bilder (vgl. Fig. 47 und Fig. 48, S. 87 und S. 88). Von besonderem Interesse ist das amerikanische Inlandeis, weil es sich an gar kein Gebirge knüpft. Seine beiden durch die Richtung der Gletscherschliffe festgelegten Centren befanden sich mitten im kanadischen Tiefland. Die Eismassen der Alpen zeigten insofern ein etwas anderes Bild, als sie im Gebirge deutlich gegliederte Gletscher darstellten, die erst auf dem nördlichen Vorland sich zu einem einheitlichen Eiskuchen vereinigten*). Die diluvialen Eisströme der Alpen erreichten nachweislich eine Mächtigkeit bis zu 1300 *m*; viel größer noch war jedenfalls die Mächtigkeit der amerikanischen und der skandinavischen Eiskappe; sie dürfte mit 3000 *m* nicht überschätzt sein.

Gletscher finden sich überall dort, wo Teile der festen Erdkruste über die lokale Schneegrenze emporragen. Besonders gewaltig sind sie in den polaren Regionen entwickelt. Der nordamerikanische Archipel, Spitzbergen, Franz Josefsland stellen ausgezeichnete Gletschergebiete dar. Von den Gletschermassen Grönlands und der Antarktis sprachen wir schon. Aber auch in den Tropen treffen wir Gletscher, wenn sie auch entsprechend der hohen Lage der Schneegrenze ganz auf die höchsten Gebirge beschränkt sind. So hat der Himalaya Gletscher, die sogar weit größer und dabei schuttreicher als die der Alpen sind; die Anden tragen Gletscher, desgleichen der Hauptgipfel des Kilimandscharo (Kibo) u. s. f. Das gesamte Gletscherareal der Erde schätzt Penck einschließlich der Antarktis auf 7,4% der Landoberfläche.

Ernährung und Abschmelzung der Gletscher. Bei jedem Gletscher lässt sich ein Nährgebiet, oft Firngebiet genannt, mit vorwiegendem Schneefall und ein Gebiet vorwiegender Abschmelzung oder Ablation unterscheiden. In jenem herrschen die Formen der Schneeanhäufung

*) Diese Form, die einen Übergang zwischen den alpinen Gletschern und dem Inlandeis darstellt, ist heute in Alaska schön entwickelt; ein Beispiel bietet der Malaspinagletscher am Fuss des Mount Elias.

durch den Wind; alle Spalten und Vertiefungen sind ausgefüllt und sanft gekrümmt spannt sich die Schneedecke darüber aus. In diesem dagegen dominieren, wenigstens im Sommer, die Formen des schmelzenden Schnees; der Gletscherkörper ist von zahllosen Spalten durchzogen und zerrissen. Die Grenze zwischen Nährgebiet und Schmelzgebiet bildet die Schneegrenze.

Der Schnee, der im Nährgebiet fällt, ist meist trocken und staubförmig (Hochschnee); durch Schmelzen und Wiedergefrieren verwandelt er sich in Hocheis, dann in Firnschnee und schließlich geht er in Firn über. Der Firnschnee und noch mehr der Firn sind körnig. Durch das Gefrieren des eingesickerten Schmelzwassers und durch den Druck der obern, später gefallenen Massen geht schließlich der Firn in Firneis und endlich in Gletschereis über.*) Der ganze Prozess ist durch eine allmähliche Minderung des Luftgehalts und eine Zunahme der Größe der einzelnen Körner charakterisiert. Warum die einen Körner auf Kosten der anderen wachsen, ist jedoch noch ganz dunkel. Das Endprodukt, das Gletschereis, ist typisch körnig und einigermaßen blasenfrei, daher wasserhell und in dicken Lagen prachtvoll blau. Die einzelnen Körner, die um so größer werden, je älter das Eis ist — man hat oft Körner von 10 *cm* Durchmesser beobachtet — berühren einander ohne Zwischenraum und sind durch hakenförmige Auswüchse mannigfach mit einander verschränkt. Erst bei Druck oder bei Schmelzung werden die Fugen zwischen ihnen sichtbar. Jedes Korn ist ein optisch einaxiger Krystall.

Wenn auch seiner Entstehung nach das Gletschereis ein sedimentäres Gestein ist, so lässt sich die Schichtung in der Nähe des Gletscherendes bei uns nur selten beobachten, häufiger schon in der Polarregion. So haben v. Drygalski und Chamberlin aus der Polarregion Erscheinungen geschildert, die wohl nur als echte Schichtung gedeutet werden können.**)

Auch in der Firnregion findet Abschmelzung statt, nur tritt sie hier gegenüber der Schneeanhäufung zurück, während sie unterhalb der Schneeregion im Vordergrund steht; sie beträgt am Ende großer Gletscher in den Alpen unter Umständen 3 und $3^1/_2$ *m* im Jahr. Wenn auch Schmelzung am Boden des Gletschers durch die dort cirkulierenden Wasser stattfindet, so ist doch nur die Abschmelzung von oben maßgebend. Teils vollzieht sie sich unter der direkten Wirkung der Sonnenstrahlen, teils durch Vermittlung der warmen über das Eis hinstreichenden Luft oder des auf das Eis fallenden Regens und Taus. Nachts setzt die Abschmelzung aus, das Schmelzwasser versickert und gefriert z. T. Auch im Winter steht die Abschmelzung fast ganz still.

*) Es ist einigemal gelungen, alle diese Übergänge in einem einzigen Vertikalschnitt durch einen Gletscher zu beobachten.

**) Auch die sogenannte Blaublätterstruktur unserer alpinen Gletscher wird von manchen als Schichtung angesprochen.

Von großem Einfluss sind Fremdkörper auf dem Eise. Massenhafter Schutt schützt das Eis vor Schmelzung; es hebt sich daher bald als ein Wall unter dem Schutt über seine schutzlos den Strahlen der Sonne preisgegebene Umgebung hervor (Fig. 122). Bis zu 50 *m* hohe Eiswälle dieser Art sind unter Schuttbedeckung beobachtet worden.*) Auch die Entstehung der Gletschertische (Fig. 123) führt sich darauf zurück; hier schützte ein Block seine Unterlage, die als Eissäule ihn trägt. Ganz anders wirken kleine Fremdkörper, wie Sandkörner, kleine Steine und ähnliches, wenn sie spärlich das Eis bedecken: sie erwärmen sich unter den Strahlen der Sonne intensiv und schmelzen in das Eis ein.

Fig. 122.



Durchschnitt einer Gletschermoräne.

Fig. 123.



Gletschertisch.

Das Schmelzwasser sammelt sich z. T. noch auf der Gletscheroberfläche in Bächen, die der geringen Reibung am Eise wegen sehr rasch fließen. Auf dem grönländischen Inlandeis treten ganze Ströme auf, die in das Eis Thäler eingenagt haben. Wo ein Bach von einer Gletscherspalte gequert wird, da stürzt das Wasser zur Tiefe und strudelt die Spalte zu einem Schlund (Gletschermühle) aus. Reicht der Sturz bis zum Boden, so können hier Riesenkessel entstehen, wie sie typisch im Gletschergarten von Luzern zu sehen sind. Besonders, wenn die Ursache zur Bildung der Spalte in der Gestaltung des Untergrundes liegt, wird die Gletschermühle ihren Ort ziemlich ständig beibehalten können. Am Gletscherende wird alles Schmelzwasser im Gletscherbach gesammelt und abwärts geführt.

Jeder Gletscher in seiner Gesamtheit repräsentiert einen Gleichgewichtszustand zwischen Schneeanhäufung und Schneeabschmelzung. Das Ende liegt gerade dort, wo die letzten Schneeteilchen auf ihrem Weg abwärts geschmolzen werden. Vergrößert sich der Schneefall, so wird der Gletscher anwachsen müssen, ebenso wenn sich die Abschmelzung vermindert. Eine Verkleinerung des Schneefalls und eine Vergrößerung der Schmelzung d. i. ein Steigen der Temperatur müssen umgekehrt wirken. So beeinflusst die Witterung den Stand der Gletscher: bald schreiten sie vor, bald schmelzen sie ab. Freilich ein Jahr vermag nicht den Gletscherstand erheblich zu ändern, weil die Masse des Gletschers zu groß und der Weg bis zum Ende zu lang ist. Allein längere Schwankungen der Witterung machen sich deutlich geltend. So folgen die Gletscher den 35jährigen Klimaschwankungen und zwar bemerkenswerter Weise ohne bedeutende Verspätung.**) Ed. Richter schließt daraus, dass es im

*) Solche Eiswälle nebst dem hangenden Schutt werden schlechthin Moränen genannt (siehe unten).

**) Unser Jahrhundert hat zwei Vorstoßperioden der Gletscher erlebt (vgl. die Arbeiten von Forel und Richter). Der erste Vorstoß begann 1814 und war kurz und sehr intensiv; der

wesentlichen die Geschwindigkeit der Gletscherbewegung ist, die über Vorrücken oder Rückzug entscheidet. Größere Schneeanhäufung in der Firnregion vergrößert den Druck der nachrückenden Massen auf die thalauswärts liegenden und damit deren Geschwindigkeit. Die Eisteilchen kommen daher an der Stelle, wo das Ende bisher lag, an, ehe sie Zeit gehabt haben, zu schmelzen, und der Gletscher rückt vor.

Gletscherbewegung. Schon ein flüchtiger Blick auf einen großen Thalgletscher lässt ahnen, dass das Gletschereis in einer fließenden Bewegung begriffen ist. In der That war das Abwärtsrücken des Eises den Bergbewohnern schon lange bekannt, ehe Hugi die ersten Messungen darüber anstellte. Solche Messungen sind seitdem oft wiederholt und besonders sorgfältig am Rhonegletscher ausgeführt worden. Die Geschwindigkeit ist von Gletscher zu Gletscher sehr verschieden und im allgemeinen umso größer, je größer der Gletscher ist. Selbst die größten Alpengletscher bewegen sich nicht über 1 *m* täglich abwärts, viele von ihnen aber nur wenige Centimeter. Dagegen legen die grönländischen Gletscher bis zu 20 und 30 *m* im Tage zurück. Die Bewegung ist überall im Sommer rascher als im Winter. Sie ist ein kombiniertes Gleiten und Fließen d. h. es schiebt sich einerseits der ganze Eiskörper in seinem Felsbett abwärts; andererseits aber ändern die einzelnen Teile des Gletschers dabei auch ihre Stellung zu einander, indem die Reibung am Untergrund die einen mehr, die andern weniger hemmt. Beide Arten von Bewegungen sind besonders schön am Rhonegletscher nachgewiesen worden. Hier wurden Steinreihen in gerader Linie quer über den Gletscher gelegt; nach einem Jahr ergab sich, dass die Steine unmittelbar am Rande des Gletschers um 10 *m* abwärts verschoben worden waren, die in der Mitte aber um rund 100 *m*. Die gerade Linie war durch die raschere Bewegung des Eises in der Mitte in eine bogenförmig gekrümmte ausgezogen worden. Es besteht hier eine vollkommene Analogie zwischen Gletscher und Fluss, wo auch die größte Geschwindigkeit in der Mitte zu beobachten ist. Auch beim Gletscher giebt es einen Stromstrich, der sich immer an das konkave Ufer herandrängt. Die Bewegung der tiefern Eisschichten ist nach Tyndalls Beobachtung langsamer als die der obern. In Engen findet eine Beschleunigung, in Weitungen eine Verlangsamung statt. Auch das Gefälle und die Mächtigkeit wirken beim Gletscher wie beim Fluss. Am größten ist die Geschwindigkeit meist in mittleren Höhen des Gletschers; sie nimmt aufwärts, also zur Firnregion, und ebenso abwärts zum Gletscherende hin zugleich mit der Mächtigkeit ab.

---

zweite begann 1835 und währte lang; beide Vorstöße entsprechen feuchten und kühlen Perioden der Klimaschwankungen (vgl. Abt. 1, S. 226); ein dritter Vorstoß, der Ende der 70er Jahre begann und der feuchten Zeit von 1880 entsprach, ist ganz verkümmert geblieben, wohl weil die Kälteperiode sich nur verkümmert zeigte; er hat dem Anschein nach schon wieder einem Rückzug Platz gemacht. Die Bewegungen der verschiedenen Gletscher sind übrigens nur ungefähr gleichzeitig.

Die komplizierte Bewegung der Gletscher führt sich darauf zurück, dass das Eis nicht absolut starr ist, sondern zu den schwerflüssigen und zwar zu den dickflüssigen Körpern gehört (Heim): es setzt zwar der

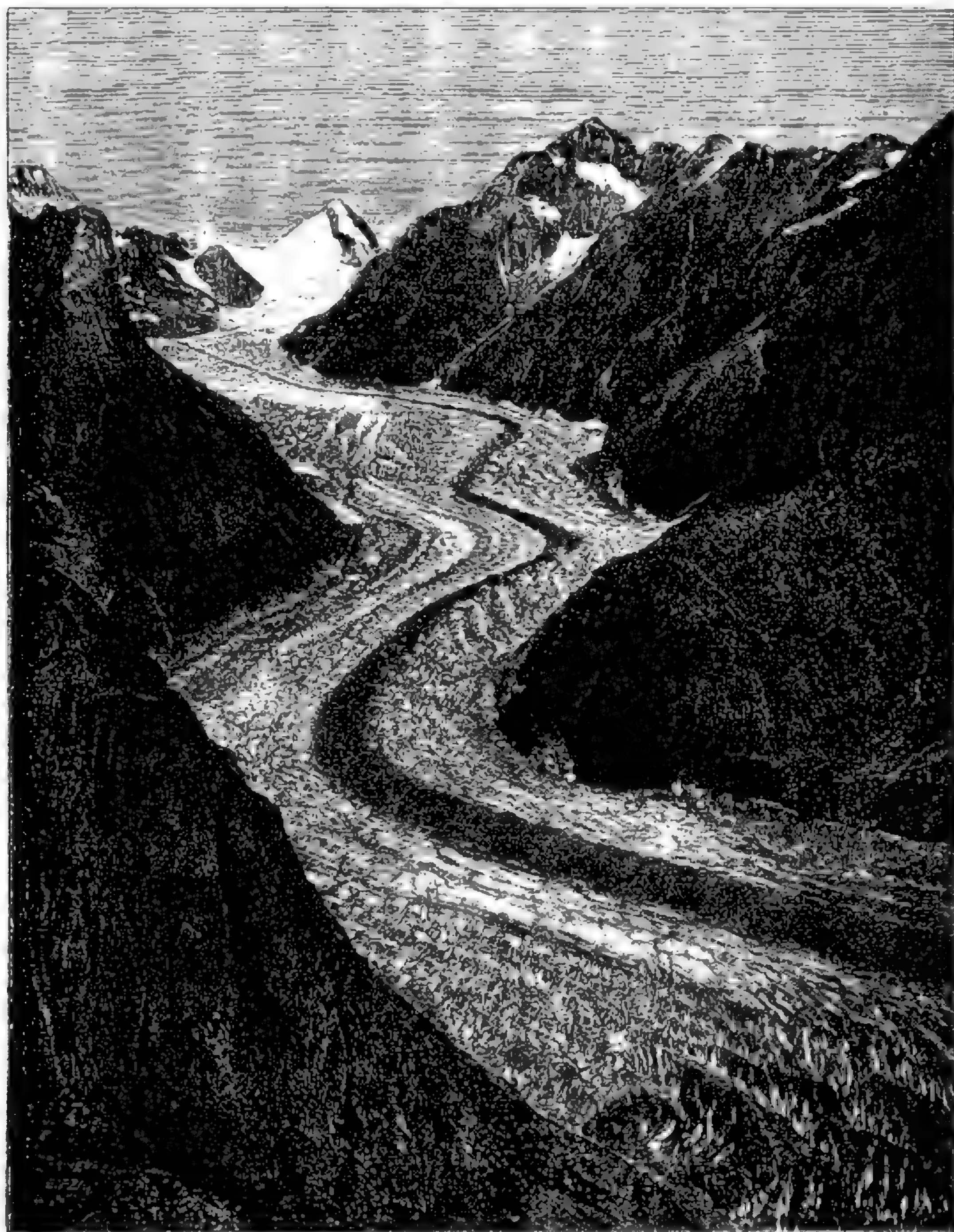


Fig. 124.
Der Viescher-Gletscher im Gebiet der obern Rhone.
(Nach einer Photographie.)

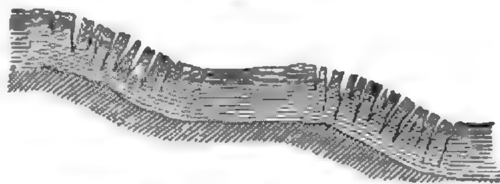
Verschiebung der einzelnen Teile gegen einander einen großen Widerstand entgegen, der aber doch von der Schwerkraft überwunden werden kann. Dickflüssig ist das Eis, weil es sich unter Druck wie ein plastischer

Körper verhält, aber bei Zug zerreißt. Eis bei hoher Kälte ist hart und spröde wie Stahl, bei Temperaturen unfern des Gefrierpunktes aber ist es geradezu biegsam; eine Eissäule, die an ihren beiden Enden unterstützt ist, biegt sich bei 0° durch ihr eigenes Gewicht durch, ohne dass ein Zerbrechen eintritt — das ist die sogenannte Plasticität des Eises ohne Bruch. Noch wichtiger aber ist die überaus hohe Plasticität mit Bruch. Man kann einen kompakten Eisblock durch Anwendung eines größern Druckes in alle möglichen Formen hineinpressen; das Eis zerbricht dabei, die Bruchstücke verschieben sich, bis sie die neue Form erfüllen und frieren dann durch Regelation*) wieder zusammen. Solches einmal in Körner zerbrochene Eis lässt sich nun durch weit geringern Druck in alle möglichen Formen bringen; die Körner funktionieren dabei als Einheiten, die sich gegeneinander verschieben. Schon die in die Gletscheroberfläche fallende Komponente der Schwerkraft genügt um solche Verschiebungen hervorzurufen. So ist es denn die Kornstruktur des Gletschereises, die ihm das Fließen ermöglicht. Die Triebfeder der gesamten Bewegungen aber müssen wir in der Schwerkraft sehen, sowohl für das Gleiten, als auch für das Fließen; darüber kann ein Zweifel heute nicht mehr bestehen.

Da die verschiedenen Teile eines Gletschers sich mit verschiedener Geschwindigkeit bewegen, treten Druck- und Zugkräfte im Gletscherkörper auf, die sich von Punkt zu Punkt stetig ändern.

Besonders die Zugkräfte machen sich auch äußerlich geltend, da senkrecht zu ihnen Spalten im Eis aufklaffen. Das keinem Gletscher fehlende System der Randspalten, die vom Ufer aus unter etwa 45° aufwärts in den Gletscherkörper hineinspringen, entsteht dadurch, dass sich die Gletschermitte rascher bewegt als die Seiten (vgl. die Spalten am Gletscher Fig. 124 im Vordergrund). Querspalten treten dort auf, wo ein Gletscher über eine Stufe herabgeht (Fig. 125); seine Oberfläche erfährt dabei eine Zerrung, und er wird in zahllose Eisblöcke (Séracs) zerspalten; am Fuß der Stufe schließen sich die Spalten wieder. Längsspalten stellen sich ein, wenn der Gletscher aus einer Thalenge in eine Thalweitung tritt und dabei auseinander fällt. Am Gletscherende, das nicht selten eine charakteristische Löffel- oder Muschelform hat, treten als Folge eines allgemeinen Auseinanderfallens des Eises Radialspalten auf, die nach aufwärts rechts und links in die Randspalten übergehen.

Fig. 125.



Längsprofil durch einen Gletscher zur Erläuterung der Entstehung der Querspalten.

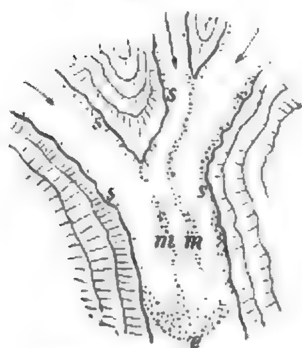
Moränen. Jeder Gletscher transportiert größere oder kleinere Massen von Gestein, teils auf seiner Oberfläche, teils an seiner Sohle. Alles von ihm transportierte Material heißt Moräne und zwar je nachdem Oberflächenmoräne oder Grundmoräne.

---

*) So heißt die Eigenschaft des Eises, jederzeit bei Berührung zusammenzufrieren.

Unter den Oberflächenmoränen unterscheidet man Seitenmoränen und Mittelmoränen. Überall, wo Felsgehänge über die Gletscheroberfläche emporragen, liefern sie Verwitterungsschutt, der sich jedoch nicht an ihrem Fuss ansammelt, sondern vom Gletscher weiter verfrachtet wird. Liegt die Stelle des Gletschers, wo der Schutt auf ihn gelangt, unterhalb der Schneegrenze, so bleibt der Schutt auf der Gletscheroberfläche als Seitenmoräne liegen und wird nur im Winter vorübergehend verschneit. Anders im Firngebiet. Hier wird der Schutt vom später fallenden Schnee für lange Zeit eingebettet; erst wenn er auf seinem Wege abwärts unterhalb der Schneegrenze angelangt ist, beginnt er allmählich herauszuschmelzen und erscheint nun ebenfalls als Seitenmoräne auf dem Rande des Gletschers. So werden Seitenmoränen oft erst weit unterhalb ihrer Ursprungsstelle sichtbar. Vereinigen sich zwei Gletscherarme, so verschmelzen ihre Seitenmoränen zu einer Mittelmoräne, die sich ebenso wie die Seitenmoränen oft als Wall über die Gletscheroberfläche erhebt, weil der Schutt das Eis vor Abschmelzung schützt. Der Schutt, der die Oberflächenmoränen zusammensetzt, ist, soweit er unversehrter Gehängeschutt ist, eckig und lässt jede Abnutzung vermissen. Nur zuweilen trifft man darunter auch abgenutztes Material.

Fig. 126.



Gletschermoränen.
s Seitenmoränen, *m* Mittelmoränen, *e* Endmoräne.

Die Grundmoräne findet sich überall dort, wo der Gletscher mit seinem Bett in Berührung steht, also an der Sohle und an den Seitenwandungen des Betts. Hier ist die äußerste Eisschicht förmlich mit Blöcken und Geschieben aller Größe gespickt und stark mit Schlamm verunreinigt. Die Blöcke und Geschiebe zeigen zum großen Teil deutliche Spuren der Abnutzung; sie haben ihre scharfen Kanten und Ecken verloren und weisen oft Kritzen auf — das sind die gekritzten Geschiebe, die so charakteristisch für Moränen sind. Abnutzung und Kritzen entstehen dadurch, dass die Blöcke sich unter dem Druck der darüberlastenden Eismassen bei dem Abwärtsrücken im Eis gegeneinander oder gegen den Untergrund verschieben und dabei scheuern. Da die Geschiebe häufig ihre Stellung ändern, lassen die Kritzen (Schrammen) eine genaue Orientierung meist vermissen; dagegen verlaufen die Kritzen im Gletscherboden — diejenigen der Gletscherschliffe — an derselben Stelle einander ungefähr parallel. Bei diesem Scheuern bildet sich Schlamm; doch ist wohl nur ein Teil des Grundmoränenschlamms dieser Entstehung. Ein anderer führt sich auf das abwechselnde Auftauen und Gefrieren des Eises zurück, wobei vom Gestein kleine Partikel losgesprengt werden.*)

*) Vgl. oben S. 188. Die Bedingungen für ein abwechselndes Gefrieren und Schmelzen liegen an der Sohle eines Gletschers insofern günstig, als hier durch die fortwährenden Druckänderungen auch der Schmelzpunkt des Eises Veränderungen erleidet.

Eine Frage von größter Bedeutung für die Auffassung der Gletscherthätigkeit ist die nach der Herkunft des Grundmoränenmaterials. Bei Gletschern, die Oberflächenmoränen besitzen, wie die meisten Gletscher von alpinem Typus, könnte man die Grundmoräne aus der Oberflächenmoräne herleiten, von der Teile in den zahlreichen Klüften bis zum Boden des Gletschers gelangen. Aber für alle Plateaugletscher, dann auch für die Inlandeismassen geht das nicht, da hier wohl Grundmoränen, aber fast nie Oberflächenmoränen vorhanden sind, weil Gehänge, die das Eis überragten, fehlen. Hier kann also nur von einer direkten Entnahme des Grundmoränenmaterials aus dem Gletscherboden die Rede sein.

So scharf in der Theorie die Trennung zwischen Oberflächen- und Grundmoräne ist, so verwischt sie sich in der Natur nicht selten. Dass Teile der Oberflächenmoränen der Grundmoräne einverleibt werden können, erwähnten wir soeben. Dazwischen — und zwar gar nicht so selten — erscheinen aber auch Massen von Grundmoräne auf der Oberfläche. Es geschieht das vor allem, wenn zwei Gletscher sich vereinigen und dabei nicht neben einander, sondern wenigstens z. T. über einander zu liegen kommen. Der hangende Gletscher schmilzt in diesem Fall zuerst fort und seine Grundmoräne bedeckt die Oberfläche des liegenden. Besonders in der Nähe des Gletscherendes, das sehr oft ganz schwarz von den herausgeschmolzenen Moränenmassen ist, zeigen sich nicht selten gekritzte Geschiebe auf dem Eis.

Bodengestaltende Wirkungen der Gletscher. Die Einwirkung der Gletscher auf den Boden ist eine doppelte: einerseits tragen sie die Landoberfläche ab, üben also eine Erosion aus; anderseits häufen sie das fortgeschaffte Material an anderen Stellen wieder an — sie akkumulieren. Da der Gletscher mit breiter Sohle auf dem Boden aufliegt, so ist seine Erosion nicht auf eine Linie beschränkt wie beim Fluss, sondern er arbeitet an der Fläche. Seine Arbeit besteht zu einem Teil im Wegräumen von praeexistierendem Schutt, dann aber sehr wesentlich auch in einem direkten Angreifen des festen Gesteins (Gletscherkorrasion). Letzteres geschieht in zwei Formen: der Gletscher schleift den Fels vermöge seiner Grundmoräne, die er über ihn hinweg schleppt (schleifende Gletschererosion nach B a l t z e r); es entsteht so der Gletscherschliff, der auf Kalk oft prachtvolle Politur und auch tiefe Kritzen zeigt; dann aber ist der Gletscher auch im Stande an geeigneten Stellen ganze Blöcke auszubrechen (splitternde Gletschererosion); besonders hat er die Neigung alle scharfen Ecken und Kanten zu runden. In dieser Weise zugerundete Felsköpfe heißen Rundhöcker (roches moutonnées); sie finden sich oft in von Gletschern verlassenen Gebieten. So zeigt Finnland auf weite Erstreckungen eine prachtvolle Rundhöckerlandschaft.

Wird heute auch die Thatsache der Gletschererosion wohl von allen Seiten zugegeben, so gehen doch die Meinungen über deren Betrag weit auseinander, weil Beobachtungen dieser Art an heutigen Gletschern nur

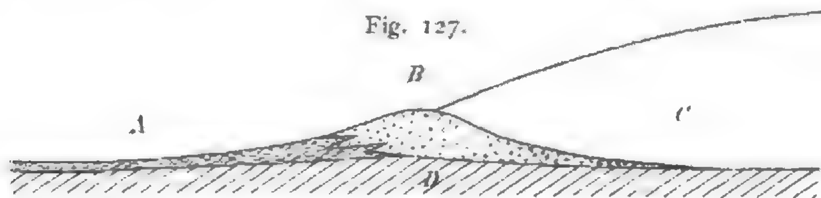
schwer zu machen sind. Quantitative Resultate gewähren Beobachtungen über den Schlammgehalt von Gletscherbächen. Darnach ist die Abtragung durch Gletscher stärker als unter gleicher Breite durch Flüsse und zwar umso stärker, je größer die Gletscher sind. Nach Øyen trägt der Vatnajökull in Island sein Gebiet jährlich um 0.6 Millimeter ab und der Justedalsbräe in Norwegen um 0.08.

Ein beredtes Zeugnis für die große Transportkraft der Gletscher legen die Schuttanhäufungen ab, die die Gletscher an ihrem Ende in Form von Ufermoränen und Stirnmoränen (Endmoränen) bilden. Alles Moränenmaterial, das bis zum äußersten Gletscherende geschoben ward, wird hier fallen gelassen und zu einem Wall, zur Stirnmoräne aufgebaut, deren Verlauf sich genau den Umrissen der Gletscherzunge anschmiegt. Die Ufermoränen sind nichts anders als Endmoränen, die nicht an der Stirn, sondern am Gehänge des Gletscherbettes abgelagert worden sind. Besonders dort, wo zwischen das Gehänge und den Gletscher sich eine tiefe Kluft einschaltet, wie sie oft vom Schmelzwasser ausgenagt wird, ist die Bildung einer Ufermoräne die Regel. Aus der Seitenmoräne stürzen Blöcke in die Kluft und vom Gehänge gesellt sich Schutt dazu; so wird die Kluft ausgefüllt. Schwindet später der Gletscher, dann bleibt die Ufermoräne als ein langer Wall am Gehänge zurück. Die Bildung eines Walls braucht Zeit; daher lehrt besonders jede Stirnmoräne, dass der Gletscher hier eine gewisse Zeit stationär war. Vorrückende Gletscher schaffen keine Endmoränen, sondern ebnen vielmehr ältere, die sie überschreiten, ein; auch zurückgehende Gletscher bauen Endmoränen nur während Pausen in ihrem Rückzug auf.

In den Ufer- und Stirnmoränen aller Gletscher, der grossen wie der kleinen, treffen wir sowohl eckigen Schutt aus der Oberflächenmoräne als auch gerundetes Material aus der Grundmoräne. Mehrfach treten darin geschichtete Partien auf, eine Folge der Wirkung des Schmelzwassers. Sehr viel Moränenmaterial, besonders Schlamm und Sand, aber auch Kies, wird von den Schmelzwassern, die sich im Gletscherbach sammeln, weiter fortgeführt und bei geeigneten Bodenverhältnissen abgelagert. Es bildet sich der Sandr, wie diese von zahllos zerteilten Gletscherbächen durchflossenen Sand- und Kiesflächen in Island genannt werden. Solche Sandr treffen wir bei allen Gletschern, die in einem Thal mit kleinem Gefälle endigen; sie sind häufiger als Stirnmoränen, weil ihre Entstehung jederzeit, nicht nur bei Stillstand des Gletschers erfolgt. Die Art und Weise der Bildung bringt es mit sich, dass oft Sandr und Endmoränen ineinander übergehen. Aber auch schon unter dem Gletscher in den von den Schmelzwassern durchflossenen Tunnel können Kiesablagerungen entstehen; wenigstens scheint das beim diluvialen Inlandeis mehrfach vorgekommen zu sein. Nach dem Schmelzen des Eises blieben diese Schotter als Höhenrücken (sogen. Åsar) zurück, die in ihrer Anordnung noch das alte subglaciale Stromsystem verraten.

Überblicken wir die Vorgänge, die sich unter einem Gletscher und in seiner Nachbarschaft abspielen, so fällt auf, wie im Bereich des Eises Ausräumung und Erosion vorherrschen, an seinem Rand aber Anhäufung. So entsteht oft ein Gebilde, das Penck Centraldepression genannt hat, eine Vertiefung, in der der Gletscher liegt, umgeben thalauswärts von einer Bodenanschwellung, die z. T. aus festem Fels, z. T. aus Sandrmaterial und zum Teil aus Endmoräne besteht. Besonders in flachen Thälern oder

Fig. 127.



Typischer Schnitt durch ein Gletscherende und die sich hier bildenden Ablagerungen (n. Penck). *A* Sandr; *B* Endmoräne, nach links in den Sandr übergehend; *C* Gletscher; *D* Grundgestein.

in Ebenen fallen solche Centraldepressionen nach dem Schwinden der Gletscher ins Auge; die einst von den diluvialen Eismassen eingenommenen Gebiete zeigen uns zahlreiche Beispiele. Immer finden wir beim Gletscher die Tendenz, sei es durch Erosion, sei es durch Akkumulation, meist durch beides, die gleichsinnige Neigung des Bodens zu vernichten. In dieser Beziehung unterscheidet sich sein Wirken scharf vom Wirken des fließenden Wassers.

Windwirkung.

Flächenhaft wie die Abspülung wirkt auf der Erdoberfläche der Wind; ja er ist in seiner Arbeit noch unbeschränkter, da er nicht an ein Gefälle des Bodens gebunden ist. Bestimmte Bahnen wie dem fließenden Wasser sind ihm nicht vorgeschrieben. Er ist allgegenwärtig und jederzeit bereit seine Wirksamkeit zu entfalten, wo immer nur sich Gelegenheit bietet, etwas fortzublasen.

Wie die Abspülung, so wird auch die Windwirkung durch reiche Vegetation gehemmt. Über Wälder und Meere streicht der Wind dahin, ohne irgend welche Gesteinspartikel aufheben zu können. Der vegetationslose oder vegetationsarme Boden bietet ihm dagegen ein geeignetes Feld für seine Thätigkeit. Die Wüsten, die Steppen und Ackerländer, die Überschwemmungsgebiete der Flüsse, der Strand des Meeres, endlich auch die Gipfelregionen der Gebirge sind Stätten seines Wirkens. Hier bläst er das Verwitterungsmaterial fort. Je größer seine Geschwindigkeit ist, desto größere Fragmente vermag er fortzuschaffen. Leichte Winde können nur Staub, stärkere auch Sand und Stürme sogar kleine Steine aufheben und forttragen, und auf stark geneigtem Boden kann grober Schutt durch Wind wenigstens ins Rollen und Stürzen gebracht werden.

In Gebieten starker Windwirkung kann sich Staub nicht ansammeln; er wird fortgeblasen, so in den Hochgebirgen, an der Küste und in den

Wüsten. Wenn trotzdem die Wüstenluft zuweilen ganz erfüllt ist mit Staub, so ist das eine Folge davon, dass der Staub immer wieder neu durch Zertrümmerung des Gesteins erzeugt wird. Durch das Fortwehen der Verwitterungsprodukte trägt der Wind sehr wesentlich zur Freilegung der Verwitterungsformen bei und hilft dadurch der Verwitterung immer neue Angriffsflächen schaffen. Das zeigt sich besonders in der Wüste, wie das J. Walther anschaulich beschreibt. Dabei macht sich ein Unterschied gegenüber der Abspülung geltend: Der Wind vermag auch aus Löchern die Verwitterungsprodukte zu entfernen. So bilden sich ganz eigentümliche Formen, tiefe Löcher und Nischen im Gestein, die sich nach innen zu erweitern und nicht selten vereinigen, so dass Galerien entstehen. In Lössländern werden durch Fortführung des Staubes von den Wegen diese zu tiefen Hohlwegen und Schluchten umgewandelt.

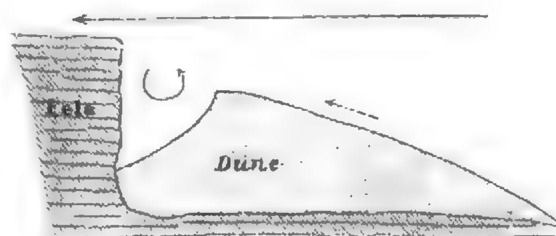
Staub hält sich in Folge der Kleinheit der einzelnen Partikel und der damit verbundenen großen Reibung, die sich ihrem Fall widersetzt, sehr lange schwebend in der Luft; zu seiner Fortschaffung bedarf es daher fast nur einer horizontalen Komponente des Windes. Anders ist es mit Sand. Die Körner sind größer und schwerer, vermögen also leicht den Widerstand der Luft beim Fall zu überwinden. Schwebend erhält sich der Sand daher nur so lange, als eine aufsteigende Komponente des Windes vorhanden ist. Daher erhebt er sich bei gewöhnlichen Winden nicht viel über den Erdboden: unmittelbar am Erdboden ist das Sandtreiben am intensivsten.

Hand in Hand mit dem Transport des Staubes, hauptsächlich aber des Sandes, geht eine mehr oder weniger intensive Korrasion. Die einzelnen Sandkörner reiben sich beim Sandtreiben an einander und runden einander auf diese Weise ab. Besonders alle nichtquarzigen Körner werden dadurch sehr bald vollkommen zu Staub zerrieben, so dass nur reiner Quarzsand zurückbleibt. Gleichzeitig aber nutzt der bewegte Sand den Erdboden, die Felswände, kurz alles, womit er in Berührung kommt, ab; wie Projektile werden im Sandtreiben die Sandkörner dagegen geschleudert. In Gegenden mit starkem Sandtreiben oder auch nur mit starkem Staubtreiben, in der Wüste, am Meeresufer, auch in der Steppe, erblinden die Fenster der Häuser in kurzer Zeit. Es ist ein regelrechtes Sandgebläse, das auf sie einwirkt. Harter Fels wird angegriffen, wenn auch weniger als weicher, und geschliffen. Massige Gesteine erhalten eine unebene Oberfläche, indem die weicheren Mineralien stärker abgenutzt werden als die härteren, vor allem als der Quarz; die Quarzkörner werden gleichsam herauspräpariert und erscheinen als kleine Höcker, bis sie herausfallen. In die Oberfläche von Kalkstein gräbt der treibende Sand ein Netzwerk von Furchen ein; die zahllosen Kiesel, die den Boden der Wüsten oft auf weite Strecken bedecken, werden geschliffen; Facetten entstehen unter Umständen, und wo zwei Facetten sich schneiden, bildet sich eine Kante. Die in der letzten Zeit

oft genannten Dreikanter sind dieser Entstehung. Charakteristisch ist für die große Mehrzahl der im Sandtreiben geschliffenen Gesteinsflächen, mögen sie an festem Fels oder an Bruchstücken auftreten, das Aussehen, als seien sie gefirnisst. Hier und da zeigen sich auch Kratzer. Das Sandgebläse schafft auch im großen unter Umständen besondere Oberflächenformen, indem es ganze widerstandsfähige Gesteinsblöcke aus dem weniger widerstandsfähigen Material herauspräpariert. Da das Sandtreiben unmittelbar am Boden am intensivsten ist, wird der Fuss isolierter Gesteinssäulen stärker abgenutzt als die obern Teile. Eine solche Verschmälerung lässt sich schön bei den Säulen der Ruinen von Palmyra, aber oft auch bei natürlichen Felssäulen beobachten. Das Ergebnis des Fortblasens der durch Verwitterung und durch Sandgebläse losgerissenen Teilchen ist eine regelrechte Abtragung des Landes. Stehen, bezw. liegen bleibt alles, was der Verwitterung und der Korrasion widersteht und daher nicht zum Transport vorbereitet wird. Alles andere wird entfernt und zwar der Quarz vorwiegend als Sand, alle übrigen mineralischen Stoffe vorwiegend als Staub. So finden wir in der Wüste als einzigen Überrest einer vielleicht sehr mächtigen im Laufe der Zeit fortgewehten Ablagerung eine Unzahl von Kieseln, darunter verkieselte Versteinerungen, die dicht neben einander gepackt den Boden bedecken. Das ist die Kieswüste, Hamada genannt, wenn die Steine scharfkantige Bruchstücke, Serir, wenn sie durch Sandgebläse gerundete Kiesel sind.

Der Sand fällt zu Boden, wo die Kraft des Windes nachlässt. Das geschieht oft sehr bald, da der Wind in der Regel stoßweise weht. Aber schon im nächsten Augenblick hebt ein neuer Windstoß den Sand wieder in die Höhe, um ihn etwas weiter wieder fallen zu lassen. So bewegt sich der Sand gleichsam sprungweise in Wolken.*) Wo ein ständiges Hindernis die Kraft des Windes mindert, da bleibt der einmal gefallene Sand liegen und häuft sich immer mehr und mehr an — es entsteht eine Düne. Ein solches Hindernis kann ein Strauch, aber auch ein Abhang, z. B. ein gegen das Land hin ansteigender Strand oder eine Felswand darbieten. Das Hindernis kann in zweierlei Weise wirken: erstens wirft es einen Windschatten nach der vom Winde weggewandten Seite und schützt dadurch den etwa hier niederfallenden Sand davor, wieder fort geweht zu werden. Zweitens aber kann es die Windbewegung an der Vorderseite hemmen, den Wind stauen und dadurch ein Fallenlassen des Sandes veranlassen. Je nach der Natur des Hindernisses tritt bald der eine, bald der andere Fall ein. Ein kleines Gebüsch kann z. B. einen nennenswerten Stau nicht

Fig. 128.

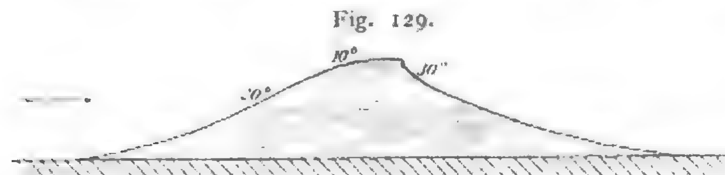


Düne vor einem Hindernis.
Der große Pfeil giebt die Windrichtung an.

*) Nur unmittelbar am Boden herrscht oft ein kontinuierliches Sandtreiben.

ausüben, daher häuft sich der Sand hinter demselben an. Eine Mauer oder eine Felswand dagegen übt einen solchen Stau aus und ein Sandhaufen bildet sich davor. Zwischen dem Hindernis und dem Sandhaufen besteht in diesem Falle ein freier Raum infolge eines Luftwirbels (Fig. 128). Dieser freie Raum beginnt sich erst auszufüllen, sobald der Sandhaufe höher geworden ist als das Hindernis. Das Hindernis selbst wird dann schließlich verschüttet und der Sandhaufen übernimmt nun seine Rolle. Wo die Düne nicht über die Höhe des Hindernisses hinauswachsen kann, bleibt jener Raum dagegen bestehen, so bei den Dünen, wie sie sich in der Wüste oft vor einer Felswand bilden. Ist der freie Raum einmal geschwunden, so verhält sich die Düne im weitern genau so wie der hinter einem Strauch abgelagerte Sandhaufen, d. h. es lagert sich neuer Sand vorwiegend im Windschatten ab, nachdem er in einem Sandtreiben die Luvseite der Düne erstiegen hat. Es entsteht endlich ein Sandhaufen von mehr oder minder reiner Wallform, dessen dem Wind zugekehrtes Gehänge flach und dabei fest und dessen vom Winde abgewandtes Gehänge steil und dabei locker ist. Beide Gehänge schneiden sich in einer scharfen Firstlinie. Dabei ist das gegen den Wind gelegene Gehänge konvex, das im Windschatten gelegene konkav (vgl. Fig. 129).

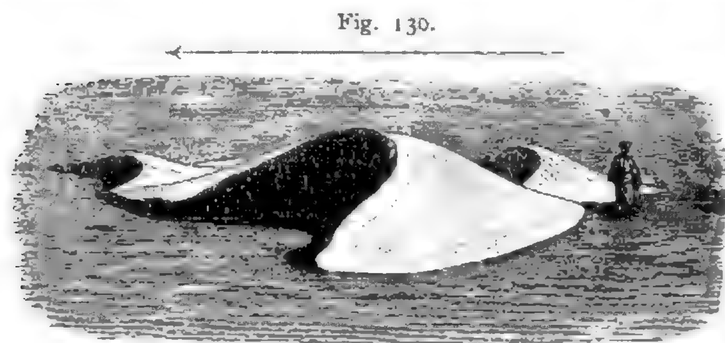
Fig. 129.



Düne in der libyschen Wüste, 100 *m* hoch (nach Zittel). Der Pfeil giebt die Windrichtung an.

Dünen kommen als Küstendünen und als Kontinentaldünen vor. Die einfache Grundform der Kontinentaldünen sind die Bogendünen oder Barchane. Es sind das Sandhaufen von halbmondförmigem Grundriss (Fig. 130), die ihre konvexe Seite dem herrschenden Winde zuwenden, in dessen Richtung sie meist etwas gestreckt sind. Ihre Höhe erreicht 30 *m* und geht sogar darüber. Ihre Form ändert sich mit der Windrichtung. Die Bogendünen, besonders die kleinern, wandern nicht selten. Das geschieht dadurch, dass Sand von ihrer konvexen Seite, der Luvseite, fortgeweht, und an der konkaven Seite, der Leeseite, fallen gelassen wird; dadurch verschiebt sich die ganze Düne in der Richtung des Windes. Die Stellung der Bogendünen zu einander ist sehr verschieden. Zuweilen stehen sie

Fig. 130.



Barchane in den Wüsten Transkaspiens (nach Muschketow). Der Pfeil markiert die herrschende Windrichtung.

nebeneinander, so dass sie sich mit den Spitzen berühren und direkt verschmelzen. Besonders oft aber ordnen sie sich hinter einander an; sie sitzen gleichsam eine vor der andern und bilden dann in ihrer Gesamtheit einen in der Windrichtung gestreckten Wall mit auf- und abwogender Kammlinie. Jede einzelne Kuppe hat etwa die Form eines Barchans. Dieser Art sind zum großen Teil die Dünenzüge der Kontinentalgebiete, die unter Umständen 150—200 *m* Höhe erreichen.

Die Küstendünen sind im Gegensatz zu den Kontinentaldünen immer wallförmig; sie ziehen parallel zur Richtung des Strandes, also des Hindernisses, dem sie ihre Entstehung verdanken, und unabhängig von der Richtung des Windes. Immerhin fehlen sie, wo Landwinde vorherrschen. Unter Umständen erreichen sie mehr als 100 *m* Höhe. Ihr Querprofil und ihr Wandern ist ganz wie bei den Kontinentaldünen.

Von großem Einfluss auf die Beweglichkeit aller Dünen ist die Vegetation. Nur vegetationslose Dünen wandern, aber auch nur z. T. Große Dünenzüge, wie sie sich in der Sahara finden, behalten ihre Lage einigermaßen bei. Sobald eine Düne sich mit Grasnarbe oder gar mit Wald bekleidet, verliert sie die Fähigkeit, sich zu verlegen, vollständig.

Die Dünen sind geschichtet; doch ist die Schichtung des Wanderns der Düne wegen äußerst unregelmäßig; sie erinnert an die diskordante Parallelstruktur, wie wir sie von den Flussablagerungen schilderten.

Dünen treten, wie erwähnt, besonders in Wüsten auf und ebenso an den Küsten. Dort streichen die Dünenkämme entsprechend der Windrichtung, hier parallel zum Hindernis. Letzteres gilt auch von Dünen der Kontinentalgebiete, die den Fuß von Felswänden begleiten. Man könnte vielleicht jene als freie Dünen, diese als gezwungene Dünen bezeichnen.

Viel länger als der Sand erhält sich der Staub schwebend in der Luft und zwar umso länger, je feiner er ist. Schließlich aber kommt auch er zu Ruhe. Wo er ins Meer oder in Flüsse und Seeen fällt, da schlägt er sich zusammen mit den dort entstehenden Sedimenten zu Boden. Seine Hauptablagerungsstätte bilden jedoch die Vegetationsgebiete. Besonders die Steppen, die in Form eines Gürtels die Wüsten umgeben, sind Gebiete intensiver Staubablagerung. Wie gepudert sind hier zu Zeiten die Pflanzen. Eine wichtige Rolle bei der Ausfällung des Staubes aus der Luft spielt der Regen: die fallenden Regentropfen waschen die Luft gleichsam, indem sie den Staub zu Boden reißen; zugleich spült der Regen ihn von den Grashalmen und Blättern abwärts auf den Boden; hier wird er von den Wurzeln festgehalten. Indem sich der Boden durch Zufuhr von Staub erhöht, rückt die Pflanzendecke in ein immer höheres Niveau. Die Kanäle aber, die die Wurzeln einst einnahmen, bleiben als Hohlräume in der etwas erhärteten Staubablagerung zurück und lassen noch deutlich die Verästlungen der einstigen Wurzeln erkennen; sie sind vorwiegend vertikal gestellt. So entsteht, wie v. Richthofen zeigte,

der Löss.*) Da der Staub vorwiegend Thonstaub ist, vermengt mit verschiedenen Salzen und auch mit Kalkstaub, so ist der vom Wasser nicht ausgelaugte Löss salz- und kalkhaltig. In der Richtung äolischer Erosion, also in der Richtung zu den Wüsten, geht der Löss oft in Flugsand über.

Die Geschwindigkeit, mit der die Staubablagerungen wachsen, ist oft recht beträchtlich. In Centralasien und in Nordchina werden solche Schichten von Staub abgelagert, dass dadurch die Felder direkt gedüngt werden. In Mesopotamien sind die Ruinen der großen Städte des Altertums ganz unter äolischem Schutt begraben. Besonders wichtig ist die morphologische Bedeutung der Ablagerungen von Staub in den centralen Teilen Asiens: er füllt hier allmählich die Vertiefungen zwischen den Gebirgen aus.

Wirkungen der stehenden Gewässer auf der Erdoberfläche.

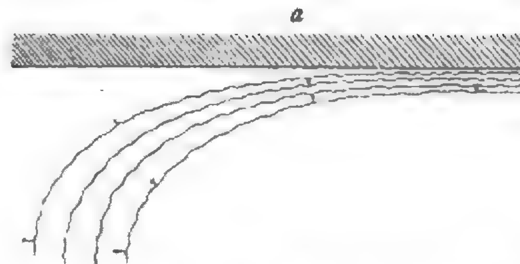
Nicht nur zu gewaltigen Meeren vereinigt, sondern mehrfach auch in Form größerer und kleinerer Seeen tritt das stehende Wasser auf der Erde auf. Überall übt es einen bedeutsamen Einfluß auf die Gestaltung der Erdoberfläche aus; er steigert sich mit der Größe des Gewässers und ist beim Meer weit gewaltiger, als an kleinen Seeen des Landes. Am leichtesten der Beobachtung zugänglich ist die Wirkung der Brandung; ihre Arbeit ist auf die Küste beschränkt. Zum Teil an der Küste, zum Teil im offenen Meer vollzieht sich die Sedimentation.

Wirkungen der Brandung. Im offenen Meer laufen die Wellen eines ausgebildeten Seegangs alle parallel zu einander in der Richtung des Windes; sie sind dabei symmetrisch gestaltet. Die einzelnen Wasserteilchen beschreiben vertikale kreisförmige Bahnen um ihre Ruhelage; die Bewegungsform schreitet fort, nicht die bewegten Wasserteilchen. An der Küste wird diese gleichmäßige Bewegung gehemmt und es kommt zur Brandung. Diese ist verschieden je nach dem Querprofil des Gestades. Ein senkrecht zu merklicher Tiefe abfallendes Gestade beeinflußt die Wellenbewegung in erheblicher Weise erst, wenn die Welle die Wand erreicht. Das Wasser spritzt hoch empor, unter Umständen 50 Meter und höher — das ist die Klippenbrandung; sie übt, wenn ein Wellenberg die Wand trifft, einen gewaltigen Druck auf diese aus. Anders vollzieht sich die Brandung, wo sich der Boden allmählich seewärts senkt. Der Untergrund wirkt in diesem Fall verzögernd auf die Bewegung des Wassers in den Wellen ein. Zunächst wird das Fortschreiten der Wellen langsamer: dadurch rücken die Wellenberge näher zusammen. Liefen draußen im Meer die Wellen schräg auf die Küste zu, so werden sie durch die Verzögerung schließlich dieser nahezu parallel

*) Auch die Schwarzerde der russischen Steppen dürfte dieser Entstehung sein; sie geht nach unten fast immer ohne Grenze in echten Löss über und darf als die noch fortwachsende durch Humus schwarz gefärbte oberste Schicht des Lösses betrachtet werden.

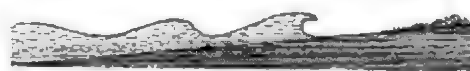
gestellt (Fig. 131). Zugleich ändert sich die Form des Querprofils: Die Vorderseite des Wellenberges verkümmert, sie wird steil, die Welle richtet sich auf und stürzt schließlich vorn über — sie bricht sich. Das Wasser schießt den Strand entlang horizontal vorwärts, um gleich darauf zurückzufließen. Das ist die Strandbrandung (Fig. 132). Auch hierbei wird ein Stoß auf das Gestade ausgeübt.

Fig. 131.



Einstellung der Wellenkämme bei Annäherung an die Küste (nach Krümmel).

Fig 132.

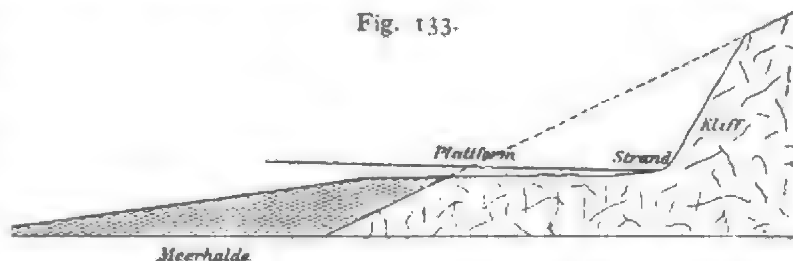


Strandbrandung und Strandwall (bei *a*) (nach Krümmel).

Die Stoßkraft der Brandung wächst mit der Wellenhöhe; sie ist daher am Meer, wo die Wellen weit höher sind, größer als an Seeen, und an Küsten, die weit ins offene Meer vorragen, größer als in Buchten. Bei Cette wurde ein Felsblock von 70 *cbm* (150 *t* Gewicht) durch die Brandung verschleppt, in Nordschottland sogar ein Block von 800 *t*. An der Westküste Großbritanniens übt die Brandung unter Umständen auf einen Quadratmeter Fläche einen Druck bis zu 30.000 *kgr* aus.

Schlägt die Brandung an eine aus der Tiefe des Meeres aufsteigende Steilküste, so preßt sich das Wasser in der Uferlinie in die Fugen des Gesteins ein; das wiederholt sich bei jeder Welle. Dadurch wird das Gestein entlang der Küste angegriffen, gelockert, schließlich untergraben. Unterstützt wird die Wirkung des brandenden Wassers durch die dabei losgelösten Gesteinsmassen, die wie Projektile von den Wellen gegen die Felswand geschleudert werden. Es entsteht schließlich in der Wasserlinie eine Hohlkehle. Ist das Gestein sehr fest, so kann die Brandung Höhlen schaffen; meist aber stürzen die untergrabenen Felsmassen ab. Das Resultat ist die Herausbildung eines Steilabfalles, des Kliffes, und eines davor liegenden flachabgeböschten Strandes (Fig. 133). So übt die Brandung entlang einer horizontalen Linie eine energische Korrasion auf die Felsküste aus; sie sägt das in ihrem Bereich oberhalb des Meeresspiegels befindliche Land ab. Auf diese Korrasion hat F. v. Richthofen den Ausdruck Abrasion beschränkt. Der größte Teil der durch die

Fig. 133.



Bildung des Kliffs und der Strandplattform durch die Brandung (nach Penck).

Die punktierte Linie giebt den ursprünglichen Abfall des Landes an, in den Strand und Kliff durch die Brandung eingenagt wurden.

Brandung abgelösten Gesteinsmassen wird im Meer in Form einer Halde (Meerhalde, Seehalde) mit Übergußschichtung unterhalb der Strandterrasse abgesetzt. Die in den Fels eingenagte Strandterrasse (Plattform) selbst erleidet durch die Geschiebemassen, die von der Brandung darauf hin und her bewegt werden, eine Korrasion und erniedrigt sich, je mehr die Brandung das Kliff zurückdrängt. Diese Korrasion hat erst in einer Tiefe von 70—100 *m* ein Ende, da große Wellen selbst noch in dieser Tiefe Sand zu bewegen vermögen.

Für die Arbeit der Brandung und damit für die Ausgestaltung der Küste ist der Charakter und die Lagerung des Gesteins nicht unwichtig. In harten Gesteinen arbeitet die Brandung langsam und langsam nur weicht das Kliff zurück, in weichen rasch. Harte Schichten bilden daher oft Kaps, während weiche Buchten zusammensetzen. So treten an der Ostküste von Arran harte Basaltgänge in zahllosen Kaps weit ins Meer hinaus, während in den weichen Gesteinen zwischen ihnen breite Buchten liegen. Horizontal gelagerte oder landwärts einfallende Schichten werden stärker von der Brandung angegriffen als seewärts fallende, quer zum Streichen gerichtete Küsten stärker als parallel gerichtete. Ist die Felsküste sehr hoch, so dass beim Einsägen der Brandung große Felsmassen abstürzen, so schützen diese eine Zeit lang das Kliff. Daher besteht die Neigung, dass Berge Kaps bilden, in den zwischenliegenden niedrigen Landstrichen aber Buchten eingefressen werden. Nicht selten löst die Brandung von einem Kap durch Unterhöhlung von zwei Seiten her einen Pfeiler ab, der eine Zeit lang noch durch eine Brücke mit dem Land zusammenhängt, bald aber nur noch als isolierte Säule emporragt (Fig. 134). Ein treffliches Beispiel bilden die Nadeln, ein Zug von im ganzen 5 hochragenden Kalkpfeilern am Westkap der Insel Wight. Schließlich werden auch solche Pfeiler von der Brandung abgenagt und nur noch niedrige Klippen bleiben zurück, über denen die Wellen schäumend brechen und die endlich bis zur Höhe der Plattform rechts und links abgetragen werden können.

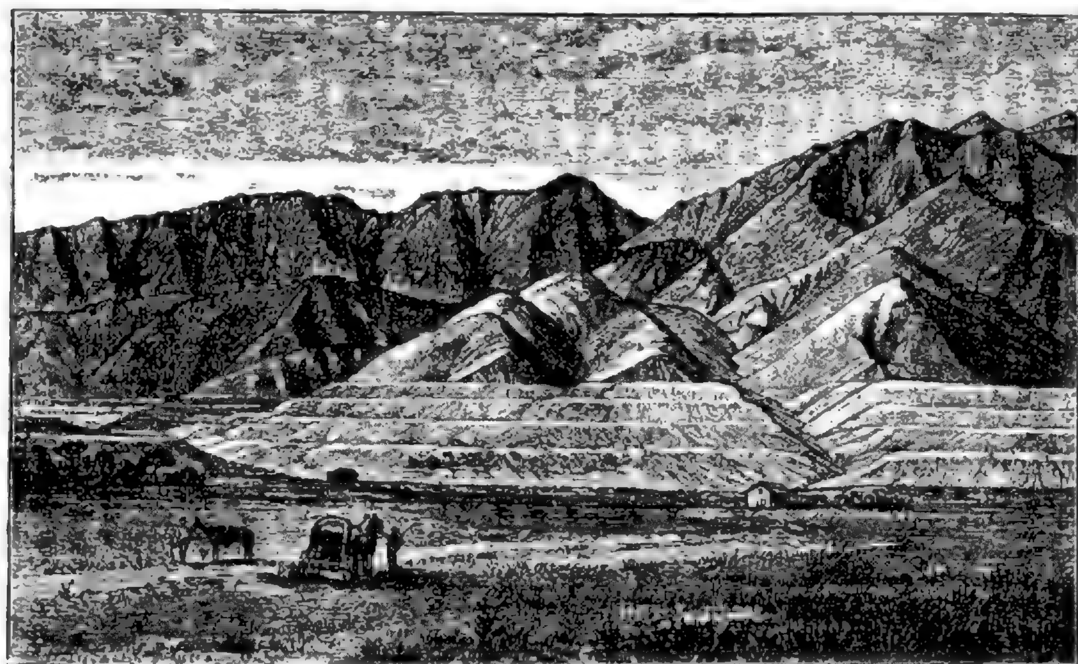
Fig. 134.



Steilküste mit Strand und abgetrennten Pfeilern bei Kap Lizard.
(Aus »Our Own Country, III.«)

An den heutigen Küsten ist ein Teil der Strandplattform und die Meerhalde unter dem Meeresspiegel verborgen. Nur aus Lotungen kann man den Abfall, bezw. die Kante erkennen; sie liegt vielfach in einer Tiefe von etwa 200 Meter. In weit geringerer Tiefe treffen wir sie an Seeen, so in den Alpenseeen in nur 4—5 *m* Tiefe. Direkter Beobachtung zugänglich sind die Bildungen der Brandung dort, wo durch eine Hebung die ganze Strandplattform nebst der Halde über Wasser geraten ist, wie in Skandinavien; hier sind oft mehrere Strandlinien über einander zu erkennen. Alte Uferterrassen lassen sich auch an Seeen beobachten, deren Wasserspiegel tiefer gelegt worden ist. Fig. 135 stellt mehrere über ein-

Fig. 135.



Durch Brandung im alten Bonneville-See entstandene Strandterrassen (nach Gilbert). Jede Terrasse entspricht einem bestimmten Höhenstand des Sees.

ander gelegene alte Strandterrassen des diluvialen Bonneville-Sees im großen Becken der Vereinigten Staaten dar. Trefflich markiert sich der Gegensatz zwischen den Formen, wie sie die Erosion des Meeres schafft, und den durch Flußerosion und Abspülung entstandenen Thälern.

Die Geschwindigkeit, mit der die Brandung arbeitet, ist sehr verschieden. Bei Cromer weicht nach Reid die aus Tertiär- und Diluvialschichten zusammengesetzte Küste von Norfolk jährlich um rund 2 *m* zurück, in der Nähe von Kolberg an der Ostsee um $^1/_2$—1 *m*. An der Kreideküste der Normandie beträgt nach de Lamblardie der Landverlust jährlich 0,3 *m*. An Küsten aus harten Gesteinen arbeitet die Brandung weit langsamer. Th. Fischer fand, dass die Küste Algeriens in 12 Jahrhunderten nur um 10 *m* durch die Brandung zurückgedrängt worden ist.

Gewaltig gesteigert wird die Wirkung der Brandung, wenn bei Springflut ein auflandiger Sturm herrscht — bei Sturmfluten. Bei solchen Gelegenheiten erfolgten an der flachen holländisch-deutschen Nordseeküste große Katastrophen. 1218 durchbrach eine Sturmflut die schützende Dünenkette und schuf den Jadebusen, eine zweite 1277 den Dollart. Auch die Zuidersee, deren südlicher Teil früher einen durch eine weite Landfläche vom Meer getrennten See bildete, verdankt ihre Verknüpfung mit der Nordsee Sturmfluten, die zwischen dem 4. und 15. Jahrhundert zuerst die Dünenketten durchnagten, deren Überreste die heutigen westfriesischen Inseln sind, und dann nach und nach auch das Land dahinter wegspülten, bis 1395 die Verbindung mit dem Meer hergestellt war.

So groß die Wirkung der Brandung sein kann, so vermag sie doch nicht ohne Ende fortzuarbeiten. Denn je länger sie arbeitet, desto weiter drängt sie das Kliff gegen das Land zurück, desto breiter wird die Strandplattform. Dadurch aber mindert sich die Kraft der Brandung. Endlich treffen nur die größten Wogen bei höchstem Wasserstand die Wand. Wenn auch sie das Kliff nicht mehr erreichen, ist eine fernere Wirkung der Brandung ausgeschlossen. Die Linie, wo in dieser Weise die Abrasion ihr Ende findet, hat Philippson Abrasionsterminante genannt. Ihr Verlauf hängt von der Größe des Wellenschlages, jedoch nicht vom Charakter des Gesteins ab. Nur wird sie dort, wo die Küste abwechselnd in hartem und in weichem Gestein verläuft, im Bereich des weichen Gesteins früher erreicht, im harten später. Es schafft daher die Brandung zu Beginn ihrer Thätigkeit einen unregelmäßigen Verlauf der Küste; später aber verschwinden die Unregelmäßigkeiten, je mehr die Küste altert. Das Endresultat ist bei Abwesenheit störender Vorgänge eine glatt verlaufende Küste mit Strandplattform und zurückliegendem Kliff, dessen Böschung durch Absturz und Abspülung immer mehr gemindert wird.

In einem Fall aber ist der Wirkung der Brandung ein solches Ende nicht gesetzt: wenn das Land in einer langsamen Senkung begriffen ist. Durch Untertauchen der geschaffenen Plattform wird der Brandung immer neues Gestein zugänglich gemacht, das Kliff rückt zurück, aber das Meer rückt ihm nach. So sind nach F. v. Richthofen in der geologischen Vergangenheit von China weit ausgedehnte, hochaufragende Gebirge vollkommen abrasiert worden. Die Geschiebe, die als Überreste der einstigen Gebirge von der Brandung hin und her geworfen wurden, lagerten sich dabei transgredierend auf dem Rumpf des alten Gebirgslandes ab.

Ist der Strand ausgestaltet, so dass das Kliff nicht mehr ständig von der Brandung erreicht wird, und dabei, wie meist der Fall, mit Geschieben bedeckt, so bildet sich durch die Brandung ein Strandwall. Besonders an Flachküsten, die von Anbeginn einen breiten Strand hatten, fehlt ein Strandwall fast nie. Das brandende Wasser reißt vielfach Geschiebe mit sich in seine kreisende Bewegung fort, bei schwachem Seegang nur Sand, bei starkem auch Gerölle, und schleudert sie hoch auf den Strand hinauf. Hier bleiben sie zum Teil am äußersten Saum der brandenden Wellen

liegen, da das Rückfluten des Wassers mit geringerer Geschwindigkeit erfolgt und daher die größeren Geschiebe nicht mitzureißen vermag (bei *a* in Fig. 132). So baut sich ein Wall auf. Je größer der Seegang, desto höher entsteht am Strand der Wall. Die bei kleinem Wellengang aufgeschütteten Strandwälle werden schon von der nächsten stärkeren Brandung vernichtet. Permanent bleibt dagegen der Wall, der sich bei dem stärksten an Ort und Stelle vorkommenden Seegang gebildet hat Jeder Sturm baut an ihm fort. Nicht selten erreicht er im Lauf der Zeit eine Höhe von 2—3 *m* und darüber. So werden auch hier die Stürme für die Ausgestaltung der Küste maßgebend.

Allgemeines über Sedimentation in stehenden Gewässern. Wichtiger noch als die Wirkung, die die stehenden Gewässer durch die Brandung ausüben, ist die Bildung von Sedimenten, die sich in ihnen vollzieht. Zahlreich sind die Vorgänge, die Trümmer der Gesteine des Landes in fester Form ins Meer und in die Seeen schaffen: Die Flüsse bringen Sinkstoffe im Wasser schwebend oder an ihrer Sohle zur Küste; von den Gletschern, die in hohen Breiten ihr Ende ins Meer vorstoßen, brechen Eisberge ab, die Moränenmassen mit ins Meer hinausschaffen. Der Wind wirbelt Staub auf und trägt ihn ins Meer hinaus, unter Umständen wie in der Passatzone des nordatlantischen Oceans einige Tausend Kilometer weit. Endlich gelangt auch das durch die Brandung losgerissene Material zum großen Teil ins Meer. Nicht minder groß sind die Massen, die gelöst in die stehenden Gewässer geraten, zum Teil durch die Flüsse, zum Teil auch direkt durch die Fähigkeit des Meer- und See-Wassers gewisse Gesteine zu lösen oder zu zersetzen. Alle diese Massen, die festen wie die gelösten, setzen sich in den stehenden Gewässern allmählich wieder ab.

Die Ablagerungen, die sich in unmittelbarer Nähe des Ufers bilden, sind schon längst aus praktischen Zwecken der Schiffahrt erforscht. Die Kenntnis der Ablagerungen der Tiefen in Seeen und Meeren danken wir dagegen im wesentlichen den Untersuchungen der letzten zwei Jahrzehnte. Vor allem ist die Expedition des englischen Schiffes Challenger von Bedeutung gewesen, deren Resultate betreffend die Meeressedimente von J. Murray in Gemeinschaft mit A. F. Renard bearbeitet worden sind. An diese Expedition knüpfen sich die größten Fortschritte der Lehre von der Sedimentation in der Tiefsee.

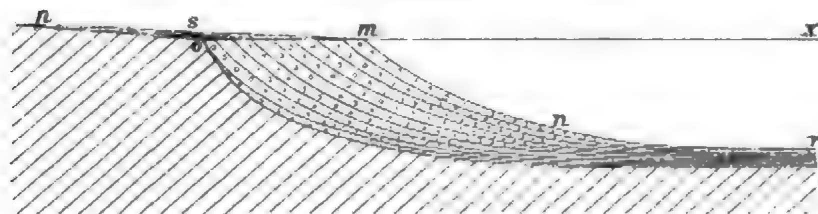
Die Ablagerungen, die sich in stehenden Gewässern niederschlagen, sind überaus mannigfach; ihr Charakter wechselt mit der Tiefe, in der sie sich bilden, sowie mit ihrer Lage zur Küste. Der Tiefe nach unterscheidet Murray litorale Ablagerungen, die sich zwischen dem Hochwasser- und dem Niederwasserstand absetzen, Seichtwasser-Ablagerungen zwischen dem Niederwasserstand und der Hundertfadenlinie (rund 200 *m*) und endlich Tiefseeablagerungen unterhalb der Hundertfadenlinie. Ihrer Entstehung nach spricht er von terrigenen und pelagischen Ablagerungen. Das Material, das die terrigenen

Ablagerungen aufbaut, stammt in der Form, wie es sich absetzt, vom Festland; die terrigenen Ablagerungen sind also Absätze von Detritus und bilden sich auf rein mechanischem Wege (mechanische Sedimentation). Die pelagischen Sedimente entstehen dagegen ohne wesentliche Mitwirkung von festen Abschwemmprodukten des Landes, indem entweder auf chemischem Weg oder durch Vermittlung von Organismen gelöste Substanzen aus dem Wasser ausgeschieden werden (chemische Sedimentation und organogene Sedimentation).

Mechanische Sedimentation. Die terrigenen Ablagerungen als Resultat der mechanischen Sedimentation sind auf die Küsten und die ihnen unmittelbar benachbarten Teile des Meeresgrundes beschränkt; denn weiter gelangt Detritus vom Festland nicht. Sie treten als Kiese, Sande und Schlammabsätze auf. Dabei nimmt die Größe des klastischen Materials mit wachsender Entfernung von der Küste ab.

Deltas. Besonders augenfällig sind an den Küsten die Ablagerungen, die sich in den Deltas der Flüsse zeigen. Man versteht unter einem Delta die Gesamtheit der Ablagerungen von Flußsedimenten, die sich an einer Flußmündung in einem stehenden Gewässer gebildet haben und über Wasser sichtbar sind.*) Der Name stammt vom Nil, dessen Absätze im Grundriss die Gestalt eines griechischen Δ zeigen. Mündet ein Fluß in ein stehendes Gewässer, so hört hier seine Bewegung fast ganz auf und er läßt das Geschiebe, das er transportierte, fallen. In Übergußschichtung lagert es sich an der Halde des stehenden Gewässers ab. Die Schichten, die wie bei allen Ablagerungen aus fließendem Wasser, sehr unregelmäßig sind, fallen unter einem Winkel von 20—30° seewärts ein (Fig. 136). Der Neigungswinkel nimmt mit wachsender Entfernung von der Mündung ab, weil das Material in dieser Richtung feiner wird. Über den schräg geschichteten Massen lagern sich, sobald die Absätze den Wasserspiegel erreicht haben und vom Fluß überflossen werden, horizontale Flußsedimente ab. Beispiele zeigt jeder geschiebereiche Gebirgsfluß, der in einen See oder ins Meer mündet.

Fig. 136.

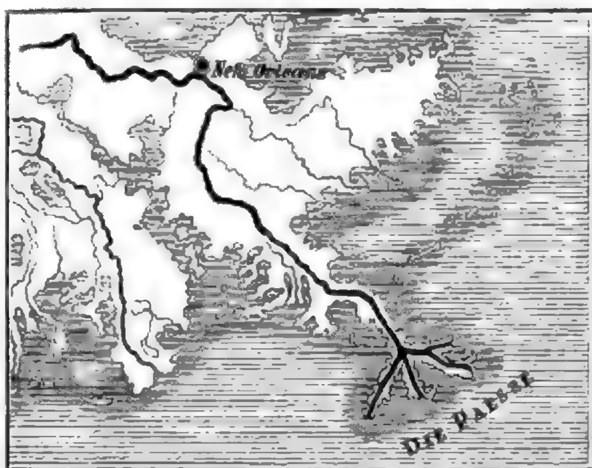


Schematischer Schnitt durch das Delta eines Flusses (nach v. Richthofen). *m x* Seespiegel, *o m n* gröberes Geschiebe, schräg geschichtet, *n r* feineres Geschiebe, schwach schräg bis horizontal geschichtet, *p s m o* horizontale Flußsedimente.

*) Flußgabelungen, wie sie im Bereich von Deltas häufig sind, gehören nicht zum Wesen der Deltas.

Verwickelter gestalten sich die Vorgänge, wenn der Fluß nur Schlamm und Sand führt. Dann macht sich der Umstand geltend, dass unmittelbar an der Mündung das Wasser des Flusses noch nicht ganz zur Ruhe kommt, sondern seine Bewegung noch eine Strecke weit, wenn auch vermindert, behält. Sinkt dabei das Flußwasser der Böschung der Halde folgend zur Tiefe, was bei kalten Flüssen (Gletscherflüssen), die in warme Gewässer münden, vorkommt, so hält dieser unterseeische Strom am Boden eine Rinne offen, während seine Sedimente sich links und rechts, wo er sich mit den ruhenden Wassermassen mischt, absetzen und hier schließlich flache Dämme bilden. Solche unterseeische Flußbetten lassen sich an der Rhone im Genfer See und am Rhein im Bodensee bis zu großer Tiefe verfolgen (Forel). Ist das Flußwasser leichter als das Wasser des stehenden Gewässers, wie bei den ins Meer mündenden Flüssen, so breitet es sich auf dem schweren Wasser schuttkegelartig aus, dabei seewärts fließend, während in der Tiefe ein salziger Gegenstrom auftritt. Die Sinkstoffe werden dort fallen gelassen, wo die Bewegung schwindet und das Wasser durch Beimengung von Meerwasser erst brakisch und dann salzig wird. Der letztere Umstand ist wichtig, weil dadurch die Ausfällung außerordentlich beschleunigt wird; denn Schlamm sinkt aus Salzwasser vielemal rascher zu Boden als aus Süßwasser. So bilden sich einerseits zu beiden Seiten des Flusses, andererseits auch gerade vor der Mündung Barren und Bänke, die oft von Schiffen nur bei Hochwasser passiert werden können. Die seitlichen Bänke, die gleichsam eine Fortsetzung der Ufer des Flusses im Meer darstellen, wachsen leicht über den Wasserspiegel empor und werden landfest. So schiebt sich die Mündung des Flusses fingerförmig hinaus. Ausgezeichnet ist dieser Vorgang am Delta des Mississippi zu erkennen (Fig. 137). Derartige fingerförmig vorgeschobene Deltas treten nur auf, wenn der Fluß seinen Lauf wenig ändert. Schüttet er dagegen bald hier, bald dort auf, so baut sich das Delta kompakt und gleichmäßig ins Meer hinaus.

Fig. 137.



Der äußere Teil des Mississippi-Deltas.

Die Geschwindigkeit, mit der Deltas wachsen, ist sehr verschieden. Das Delta des Terek schiebt sich jährlich um $^{1}/_{2}$ *km* in das kaspische Meer vor. Das Donau-Delta hat von 1830 bis 1856 um 22 *qkm* zugenommen; das Rhonedelta wächst jährlich um 0.23 *qkm*, das Podelta um 1.14 *qkm*. Das Wachstum des letzteren hat sich nach der Eindeichung des Flusses beschleunigt, weil dadurch heute viele Geschiebe dem Meer zugeführt

Fig. 138.



Landgewinn am Podelta.
(Nach Th. Fischer.)
1 : 1.500.000.

werden, die bei den früheren Verhältnissen im Überschwemmungsgebiet auf dem Lande zur Ablagerung gekommen wären. Die Pässe des Mississippi bauen sich jedes Jahr 60—90 *m* (nur der Südpass 20—30 *m*) ins Meer hinaus.

Die geographische Verbreitung der Deltas ist scheinbar regellos. So hat der Rhein ein Delta, die benachbarte Elbe aber keines. Ganz aufgeklärt sind die Gesetze der Verbreitung noch nicht. Immerhin zeigt sich im allgemeinen, dass Küsten, die frei von starken Gezeiten sind, besonders häufig Deltas aufweisen, so vor allem die Binnenmeere. Im Einklang damit steht, dass die Deltabildung häufig im Schutz einer Nehrung in einer abgeschlossenen Bucht gedeiht, wie an der Oder und an der Weichsel. Ferner hat R. Credner betont, dass in Senkung begriffene Küsten oft relativ frei von Deltas sind; die Ablagerungen geraten hier nicht über den Meeresspiegel und bilden gleichsam unterseeische Deltas.

Wandern der Sinkstoffe entlang der Küste. Nicht immer setzen sich die Sinkstoffe dort zu Boden, wo sie ins stehende Gewässer gelangen. Gar oft findet vielmehr vor ihrer Ablagerung ein weiter Transport statt. So ist das Geschiebe am Strande oft in einer Wanderung entlang der Küste begriffen. Diese Wanderung vollzieht sich zum Teil durch die Brandung selbst. Wir schilderten oben, wie sich die Wellenkämme bei der Annäherung an die Küste dieser parallel stellen: die Wellen laufen dicht am Strande stets mehr oder weniger auf diesen zu. Das gilt jedoch nur im großen und ganzen und nicht absolut, besonders dann nicht, wenn die Strandplattform verhältnismäßig stark geneigt ist, so dass der Meeresboden bald zu erheblichen Tiefen abfällt. Sobald die Wellen den Strand etwas schräg treffen, werfen sie das Geschiebe nicht gerade den Strand hinauf, sondern zugleich etwas schräg nach vorn (s. die Pfeile bei *a* in Fig. 131). Dagegen erfolgt das Abwärtsrollen des Geschiebes unter dem Einfluß des zurückfließenden Wassers, der Strandböschung folgend, mehr oder minder senkrecht zur Küste. Es gelangt also ein Geschiebe nicht wieder an seine alte Stelle zurück, sondern an einen Punkt, der im Sinne der Wellenbewegung etwas nach vorn liegt. Das wiederholt sich bei jeder Welle: so wandert schließlich das Geschiebe der Küste entlang.

Weit rascher noch findet das Wandern statt, wo Meeresströmungen die Küste bespülen, mögen diese nun durch den Wind oder durch die Gezeiten verursacht sein. Über die Geschwindigkeit dieser Wanderung giebt es wenig Messungen. Spratt beobachtete an der ägyptischen Küste, dass ausgeworfene 1—1½ *kgr* schwere Steinkohlenschlacken 400 *m*, kleinere Stücke 700 und ganz kleine von nur 15 *g* 1400 bis 1450 *m* weit in 14 Tagen der Küste entlang gewandert waren.

Wo die Kraft der Strömung nachläßt, da lagert sich das wandernde Material wieder ab. So nehmen Buchten die Trümmer auf, die von den begrenzenden Kaps abgetrennt worden sind. Wo die Küste nach mehr oder minder geradem Verlauf plötzlich zurücktritt, da macht die Wanderung der Geschiebe oft diese Ecke nicht mit. Ein Wall von Geschieben baut sich vielmehr geradlinig in der Richtung des bisherigen Küstenverlaufs ins Meer hinaus, sofern dieses nicht zu tief ist; so wird eine schmale Halbinsel aufgeschüttet, deren äußeres Ende sich häufig hakenförmig gegen das Land hin biegt; daher heißen solche ins Meer hinausgebaute Strandwälle Haken. Oft bauen sich Haken vom Festland nach Inseln hin und machen diese landfest. Nicht selten wächst ein Haken so weit, dass er einen einspringenden Winkel der Küste ganz abschnürt. Solche Haken nennt man Nehrungen. Das abgeschnürte Becken behält entweder seine Verbindung mit dem Meer bei, so dass es als Lagune von Salzwasser erfüllt ist, oder es wird ausgesüßt und heißt dann Haff (kurisches Haff, frisches Haff).

Wo eine Spülung durch Küstenströme thätig ist, da wird alles von der Brandung losgelöste Geschiebe entfernt. So wird die Küste von Asturien ständig gesäubert; der den Golf von Biscaja umkreisende Arm des Golfstroms schleppt alles fort und lagert es am Gestade der Gascogne ab, wo die Strömung auf die Küste prallt, sich verlangsamt und umbiegt. Der Flutstrom schafft die Trümmer der Kalkfelsen der Calvados nach der Seinebucht. Ebenso werden die Sedimente von Flüssen, die ins Meer münden, verfrachtet, so die der Rhone nach Westen hin, wo bei Narbonne fortwährend ein Landgewinn stattfindet. Bekannt ist die Verschleppung der Geschiebe von der Orinoco-Mündung nach Westen; sie wirkt auf die Flüsse ein, die hier münden und verschleppt auch diese, so dass sie dicht am Meer auf weite Strecken der Küste parallel fließen.

Wirkung der Gezeiten. Eine wichtige Rolle spielen bei der Bildung der Ablagerungen in der Nähe der Küste die Gezeitenströmungen, wie unter anderen Krümmel gezeigt hat. Dass sie das Wandern der Geschiebe unterstützen, erwähnten wir schon. Sie üben dadurch oft eine Erosion aus, selbst noch in Tiefen bis zu 200 *m*. So ist es nach Krümmel zu erklären, dass die von gewaltigen Gezeiten heimgesuchte Fundy-Bai an der nordamerikanischen Küste durchweg Felsboden besitzt. Da gerade in solchen sich landeinwärts verengenden, schlauchartigen Buchten die Gezeiten besonders heftig auftreten, so spülen sie hier alles lockere Material fort. Auch schlauchförmige Flußmündungen (Aestuare) werden

so gereinigt und zum Teil direkt vergrößert. Doch entstehen durch Gezeitenströme auch Absätze von Sinkstoffen. Wo ein Gezeitenstrom aus einer Enge in eine Weitung tritt, da nimmt seine Geschwindigkeit plötzlich ab; er läßt daher einen Teil der von ihm transportierten Massen fallen — es entsteht vor dem Eingang in die Enge eine Barre, so z. B. vor dem goldenen Thor, der Einfahrt zum Hafen von San Francisco. Noch wichtiger sind die Absätze, zu denen es beim Kentern der Gezeitenströme kommt. Viermal am Tage wechseln Ebbestrom und Flutstrom mit einander ab. Bei jedem Wechsel (Kentern) steht das Wasser kurze Zeit still; dann schlagen sich die Sinkstoffe, die der Strom führte, zu Boden. Die Absätze, die sich beim Übergang von Ebbe zu Flut*) bilden, werden allerdings sofort wieder durch den Flutstrom aufgerührt. Anders die Absätze, die bei höchstem Wasserstand ausgefällt werden. So weit sie in seichtem Wasser zur Ablagerung kamen, tauchen sie bald nach Beginn der Ebbe über dem Wasserspiegel empor, bleiben also unberührt vom Ebbestrom. Das sind die Watten der deutschen Nordseeküste. Jedes Hochwasser bringt neues Material und so erhöhen sich die Watten allmählich. Vegetation siedelt sich an und hilft den Boden festhalten; in den Tropen sind es besonders die Mangroven, die hier gedeihen. Zwischen den Watten halten sich Ebbestrom und Flutstrom Kanäle frei, die als Fahrwasser eine wichtige Rolle spielen. Watten finden sich nur dort, wo eine stetige Meeresströmung und damit eine vollkommene Spülung des Gestades fehlt; auch wo heftige Brandung herrscht, bilden sie sich nicht. Sie gedeihen besonders an geschützten Teilen der Küste, so an der deutschen Küste im Schutz der friesischen Inseln, dann auch in Buchten, in seichteren Meeren u. s. w. Besonders rasch wachsen sie, wo schlammreiche Flüsse münden.

Terrigener Schlamm.**) Während Gerölle und Sand auf die nächste Nachbarschaft der Küste beschränkt sind, werden die feinsten im Meerwasser suspendierten Teilchen oft auf größere Entfernungen vertragen; sie schlagen sich unterhalb der Hundertfadenlinie als Schlamm nieder. Die Zusammensetzung des so entstehenden terrigenen Schlammes schwankt überaus je nach den Gesteinen, die die benachbarte Küste aufbauen. Charakteristisch ist das Hervortreten der Quarzpartikel unter den mineralischen Gemengteilen und das Zurücktreten des kohlensauren Kalkes.***) Die Farbe des Schlammes ist meist bläulich; sie stammt von organischen Beimengungen und Eisensulfit her. Nur in wenigen Gegenden,

---

*) Die Ausdrücke Ebbe und Flut sind hier in ihrer wahren Bedeutung im Sinn von Ebbe gleich Sinken des Wassers, Flut gleich Steigen des Wassers gebraucht.

**) Die Engländer unterscheiden *mud* = anorganischen Schlamm und *ooze* = organischen Schlamm. Wir gebrauchen für die organischen Schlammarten den Ausdruck Erde, entsprechend dem alten Wort Infusorienerde. Andere verwenden wohl auch für *mud* das Wort Schlick und für *ooze* Schlamm.

***) Im Meer kommt, von den Korallenküsten abgesehen, anorganischer Kalkschlamm nur selten zum Absatz, weil das Meerwasser kohlensauren Kalk leicht zu lösen vermag. Ausnahmen siehe unten S. 271.

so besonders an der atlantischen Küste von Südamerika, nimmt der Schlamm infolge von ockerigen Beimengungen eine rötliche Farbe an. Manchenorts wird er durch Beimengung von Glaukonitkörnern grün (s. unten S. 275); an vulkanischen Küsten ist er grau, an Korallenküsten weiß. Ein Saum von Schlamm begleitet alle Meeresküsten; er erreicht höchstens eine Breite von 300 *km*. Weiter im offenen Meer kommt terrigener Schlamm nicht vor. Der Grund hierfür liegt in der oben erwähnten Eigenschaft des Salzwassers, suspendierte Teile verhältnismäßig rasch auszufällen, dann auch in seiner Lösungskraft. In allen landumschlossenen Meeren dagegen, so im schwarzen Meer und im Mittelmeer spielt der terrigene Schlamm unter den Ablagerungen eine Hauptrolle. Ihm sind auch die feinen Schlammniederschläge zuzurechnen, die sich in den Seeen fern vom Ufer bilden und in kalkreichen Gegenden aus kohlensaurem Kalk bestehen (Seekreide).

Chemische Sedimentation. Während sich die Stoffe, die in fester Form den stehenden Gewässern zugeführt werden, auf mechanischem Wege niederschlagen, ist das mit den gelösten naturgemäß nicht der Fall. Würden nicht auch sie auf irgend eine Weise ausgeschieden werden, so würde allmählich in allen stehenden Gewässern, so weit sie keinen Abfluss haben, das Wasser immer reicher und reicher an gelösten Substanzen werden.

Unter den im Meerwasser gelösten Substanzen steht Chlornatrium obenan (77.8% der gesamten gelösten Masse); daneben treten Chlormagnesium (10.9%), schwefelsaure Magnesia (4.7%), schwefelsaurer Kalk (Gyps) (3.6%), dann in geringen Mengen Chlorkalium (2.5%), Brommagnesium (0.22%) und endlich auch doppelkohlensaurer Kalk (0.34%) auf. Das Zurücktreten des doppelkohlensauren Kalkes ist bemerkenswert, da gerade er im Flusswasser weit über alle anderen Verbindungen überwiegt. Das Verhältnis, in dem sich die verschiedenen Salze an den gelösten Massen im Meerwasser beteiligen, ist überall annähernd konstant. Dagegen schwankt es außerordentlich bei den abflusslosen Seeen des Landes.

Das Meerwasser mit seinem Salzgehalt von nur 3.5% ist vom Zustand einer konzentrierten Salzlösung weit entfernt. Daher ist von einem chemischen Auskrystallisieren der Salze nicht die Rede. Nur ganz ausnahmsweise kann es in Buchten dazu kommen, die fast ganz gegen das offene Meer abgeschlossen sind und deren Wasser rasch verdunstet. Anders steht es mit manchen salzigen abflusslosen Seeen; hier findet zuweilen ein Auskrystallisieren der in Lösung befindlichen Salze statt, so z. B. am toten Meer und am großen Salzsee. Wie der Vorgang der Auskrystallisation sich vollzieht, haben Versuche von Uziglio gezeigt. Dieser ließ Wasser des Mittelmeers im Laboratorium allmählich verdunsten. Eine Ausscheidung in größerm Maße begann erst, nachdem die Lösung auf 1/5 ihres ursprünglichen Volums reduciert war.*) Ausgeschieden wurde

*) Schon vorher waren allerdings geringe Quantitäten von Eisenoxyd und kohlensaurem Kalk, sowie kohlensaurer Magnesia zur Ausscheidung gelangt.

zuerst viel Gyps und der gesamte kohlensaure Kalk, später etwas Gyps und die Hauptmasse des Kochsalzes mit Spuren von Chlormagnesium, schwefelsaurer Magnesia und Bromnatrium. Als die Wassermenge auf diese Weise auf $^1/_{62}$ ihres Volums reduciert war, wurde der Versuch abgebrochen. Die zurückgebliebene Mutterlauge enthielt noch $^1/_5$ der ursprünglichen Salzmenge. Darin waren neben geringen Mengen von Kochsalz alle leicht löslichen Salze (Chlormagnesium, schwefelsaure Magnesia, Chlorkalium, Bromnatrium) in großen Massen enthalten. Dieser Versuch ist typisch für die Art und Weise, wie sich Salz aus abflusslosen Seeen ausscheidet. Im großen Becken der Vereinigten Staaten bestand in der Eiszeit der abflusslose Lahontan-See; er trocknete nach Schluss der Eiszeit ein. Zuerst setzten sich an seinen Ufern große Massen von kohlensaurem Kalk, alles inkrustierend, als Tuff ab; später, nachdem der See stark zusammengeschrumpft war, krystallisierten die Salze aus. Auch heute sind abflusslose Seeen, die kohlensauren Kalk absetzen, nicht selten, desgleichen solche, die Gyps ausscheiden. Aus dem Eltonsee, östlich der untern Wolga, setzt sich in Massen Kochsalz ab. Ein noch späteres Stadium der Eindampfung stellt das tote Meer dar; Gyps und Kochsalz sind hier schon größtenteils ausgeschieden; das Seewasser entspricht etwa der Mutterlauge des Versuchs von Uziglio.

Diese Vorgänge werfen ein Licht auf die Entstehung mancher Salzlager, die wir heute in der Schichtreihe der Erdkruste treffen. Sie erklären die so häufige Vergesellschaftung von Gyps und Steinsalz, ferner das Auftreten der Mutterlaugensalze (Abraumsalze) im Hangenden der Steinsalzlager. Wenn auch manche Salzlager in dieser Weise einfach aus abflusslosen Seeen entstanden sein dürften, so ist doch eine solche Bildung für die größten unter ihnen schwer denkbar, weil sie dazu viel zu mächtig sind, wie z. B. das Salzlager von Sperenberg bei Berlin, das in einer Mächtigkeit von 1182 *m* erbohrt, aber noch nicht durchsunken ist. Andere Salzlager dürften wahrscheinlich in fast vollkommen abgeschlossenen Meeresbuchten abgesetzt worden sein, vergleichbar dem Karabugas am kaspischen Meer. Wie schon K. E. von Baer schilderte, stellt dieser Busen uns eine gewaltige Salzpfanne dar. Durch die enge Straße tritt schwach salziges Wasser vom kaspischen Meer ein; die überaus starke Verdunstung konzentriert es sehr rasch bis nahezu zur Sättigung (Salzgehalt je nach der Örtlichkeit 25—30 %). Auf dem Boden des Meerbusens krystallisiert Gyps und Steinsalz aus. Würde die Verbindung mit dem kaspischen Meer aufgehoben, so würden schließlich auch die Abraumsalze zur Ablagerung kommen. So wichtig dieser Vorgang für die Entstehung einzelner Salzlager ist, so selten tritt er ein, wie die geringe Zahl reicher Salzlager in der Erdkruste zeigt. Jedenfalls wird nur ein ganz verschwindender Teil der gelösten Massen auf diesem rein chemischen Wege aus dem Meer ausgeschieden.

Organogene Sedimentation. Die Hauptrolle bei der Ausscheidung der im Meer gelösten Massen spielen niedere Organismen, die ihr Skelett

oder ihre Schalen aus kohlensaurem Kalk aufbauen, dann auch solche, die sich ein Kieselskelett fertigen. Es sind einerseits Organismen, die am Grunde des Meeres leben, also dem Benthos angehören, andererseits auch im Meere frei schwimmende Organismen — also Glieder des Plankton.*) Besonders die letzteren sind von größter Bedeutung, weil sie in unzähligen Mengen den Ocean bevölkern. Wie ein kontinuierlicher Regen fallen die Skelette der abgestorbenen Planktonorganismen auf den Boden der Meere.

Als wichtige Kalkausscheider wirken im Seichtwasser vor allem Kalkalgen und Coelenteraten, besonders Korallen, im offenen Meer hauptsächlich Foraminiferen, alles Organismen, die in den Tropen in ungeheuren Mengen gedeihen. Der Vorgang vollzieht sich nach den Untersuchungen von Ochsenius und Steinmann durch die Vermittlung ammoniakhaltiger tierischer Sekrete.**) Diese reagieren auf die im Wasser gelösten Verbindungen und scheiden die zur Zusammensetzung des kohlensauren Kalkes nötigen Stoffe aus ihnen ab. Es entnehmen also die Organismen ihren Bedarf an kohlensaurem Kalk keineswegs direkt den geringen Mengen von Calciumbikarbonat, die im Meerwasser gelöst sind, sondern vielmehr in allererster Reihe dem reichlich vorhandenen schwefelsauren Kalk. Anders als der durch die Flüsse ins Meer geführte anorganische kohlensaure Kalk werden die so gebildeten organogenen Kalkmassen vom Meerwasser nur wenig angegriffen, weil die Kalk-Schalen und -Skelette der Organismen alle mehr oder minder mit horniger organischer Substanz überkleidet oder durchzogen sind.

Riffbau. Kalkalgen, unter ihnen besonders Lithotamnien, überziehen oft felsige Ufer mit dicken Krusten und bilden in 10—70 *m* Tiefe ausgedehnte Lager von kohlensaurem Kalk. Weit wichtiger aber sind die gesteinsbildenden Korallen (Milleporen, Poriten, Madreporen, Asträen etc.). Sie vermögen nur in Wasser zu gedeihen, dessen Temperatur nie unter 20° C. sinkt. Sie sind daher auf die Tropenzone beschränkt. In ihrer Verbreitung im einzelnen spiegeln sich durchaus die Temperaturverhältnisse des Meeres wieder. Die Korallen meiden die Westküsten der Kontinente, an denen kaltes Auftriebwasser emporsteigt. An den

*) Mit Benthos (von *βένθος* = Tiefe) bezeichnete Häckel die auf dem Boden des Meeres festsitzenden, kriechenden und laufenden Organismen, mit Plankton (*πλανάω* = umherschweifen) die im Wasser schwimmenden Organismen, die passiv den Bewegungen des Meeres folgen, mit Nekton (*νηκτός* = schwimmend) die kräftigen Schwimmer.

**) Auch verwesende organische Substanzen veranlassen Ausscheidungen im Meerwasser; sie reduzieren bei Mangel an Sauerstoff die Sulfate des Meerwassers, besonders den Gips, zu Sulfiden, die ihrerseits sich in Bikarbonate und Carbonate umsetzen. So wird kohlensaurer Kalk ausgefällt. Der hierbei entstehende Schwefelwasserstoff verbindet sich mit dem Eisen des terrigenen Schlammes zu Schwefeleisen und färbt so den Schlamm blau. Auf diesen Prozess führen J. Murray und R. Irvine die Bildung ausgedehnter anorganischer Kalkschlammablagerungen im Schwarzen Meer zurück. Nach Natterer spielen chemische Ausscheidungen von kohlensaurem Kalk, dann auch solche von kieselsaurer Thonerde und freier Kieselsäure auch im Mittelmeer eine große Rolle und bilden stellenweise geradezu Steinkrusten am Meeresboden. Natterer misst im Vergleich zu ihnen dem Detritus der Festländer nur eine ganz untergeordnete Rolle für die Sedimentation zu.

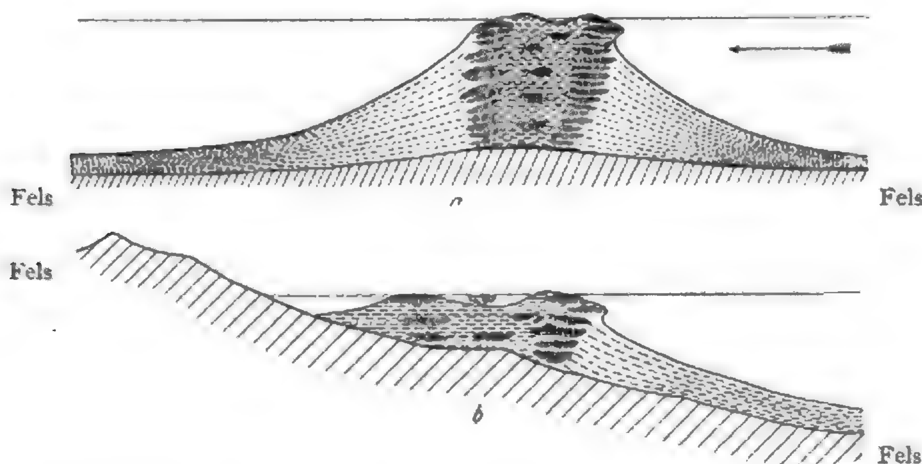
weit wärmeren Ostküsten entfernen sie sich dagegen erheblich vom Äquator. Weil auch in den Tropen das Meerwasser schon in geringer Tiefe Temperaturen unter 20° C. besitzt, gehen sie nirgends in große Tiefen hinab. 80 *m* ist die größte Tiefe, in der sie lebend gefunden worden sind. Auf felsigem Boden finden sie am besten Gelegenheit, sich anzuheften; doch genügt bei Sandboden auch eine Muschel oder ein Stein einer Koralle, um festen Fuß zu fassen. Lebensbedingung ist das Vorhandensein von ganz klarem, normal salzigem Meerwasser; Korallen fehlen daher an Mündungen von Flüssen und Bächen. Auch trübes Wasser vertragen sie nicht und meiden daher das von der Brandung getrübte Wasser sandiger und schlammiger Küsten, während sie an felsigen Küsten auch in der Brandung trefflich gedeihen. Vom seichten Meeresboden aus wachsen sie in buschförmigen Stöcken in die Höhe, nicht selten mit einer Geschwindigkeit von 1 *cm* im Jahr und mehr. So bauen sie Riffe auf. Da die Korallentiere meist zu Grunde gehen, wenn sie auch nur für kurze Zeit trocken liegen, so bildet die Höhe des Niederwassers ungefähr die obere Grenze ihres Wachstums. Lebend ist immer nur die alleroberste, oft nur wenige Millimeter dicke Schicht eines Riffs. Die inneren Teile sind abgestorben. Aber auch an der Oberfläche sprosst das Leben nicht gleichmäßig. Die gegen die Küste zu gelegenen Teile sterben früh ab, weil hier die Zufuhr von frischem Seewasser beschränkt ist. Daher bleibt der zur Küste gelegene Teil des Riffes im Wachstum hinter dem seewärts gelegenen zurück. So kommt es, dass die Riffe meist durch schmale, seichte Meeresteile von der Küste getrennt sind. Neben diesem Emporwachsen zeigt sich auch ein Wachsen nach der Seite; besonders tritt letzteres hervor, wenn der Stock die Wasseroberfläche erreicht hat. Dann breitet er sich nicht selten schirmförmig über seinen Fuss hinaus aus, vor allem wenn er von einer lebhaften Strömung bespült wird. Das Riff hängt der Strömung entgegen über. Zuweilen tritt diese Erscheinung bei mehreren benachbarten Korallenriffen auf; es entsteht schließlich, sobald die Schirme sich berühren, eine von Säulen getragene Korallendecke. Beispiele solcher Schirmriffe bieten die Abrolhos.

Der Körper eines Korallenriffs ist von zahlreichen Hohlräumen durchsetzt, die beim ungleichmäßigen buschförmigen Wachsen der Korallen zurückblieben. Sie werden allmählig von dem aus der Zerbröckelung der Korallen in der Brandung entstandenen Sand und Schlamm ausgefüllt. Sand und Schlamm, ja ganze abgestürzte Blöcke von Korallenkalk lagern sich auch am Fuß des Riffes ab, so dass jedes Riff stets in seinem eigenen Schutt steht (Fig. 139). Wächst das Riff in die Höhe, so wächst damit auch die Schutthalde. Zum Schutt gesellen sich massenhafte Überreste von Organismen, die im Riff oder auf dem Riff leben, so besonders Molluskenschalen, Schalen von Echinodermen, Bryozoenreste u. s. w.

Der Kalk des Riffs erleidet durch das ständig durchsickernde Meerwasser eine weitgehende Umkrystallisation; die organische Struktur des Korallenkalkes geht dabei rasch verloren, ebenso die klastische Struktur

des Korallenschlammes und des Korallensandes. Alles backt in kurzer Zeit durch ein Kalkcement zu einem dichten Kalkstein — dem Riffkalk — zusammen. Selbst ganz junger Riffkalk sieht vollkommen dicht und so alt aus, wie man Kalkstein sonst nur aus weit zurückliegenden Formationen zu sehen gewohnt ist. In einzelnen Fällen, so nach Dana auf der Koralleninsel Mathea, tritt neben der Cementierung auch eine Dolomitisierung des Riffkalks ein, z. T. wohl auf organischem Wege durch die Verwesung organischer Substanzen, die aus der schwefelsauren Magnesia und dem Chlormagnesium des Meerwassers kohlensaure Magnesia abscheidet (J. Walther).

Fig. 139.



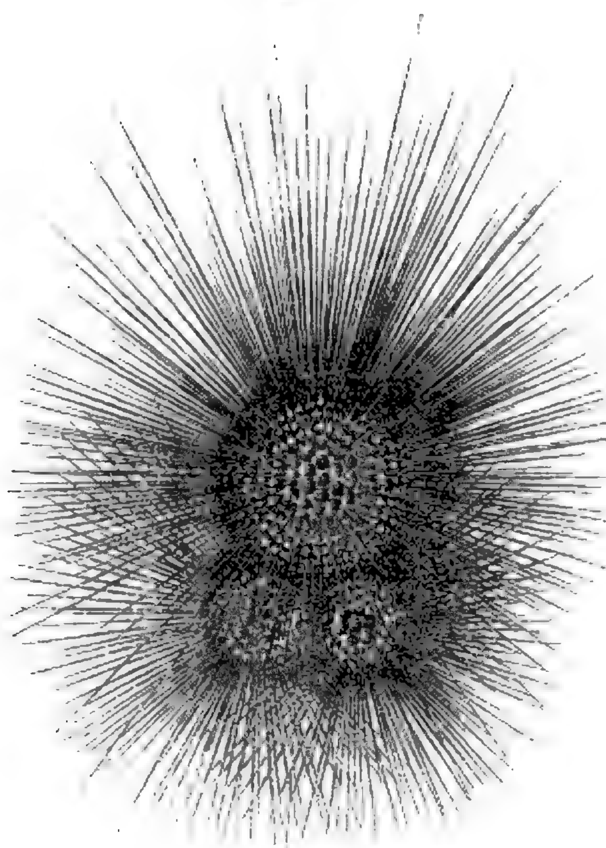
Schematische Durchschnitte durch Korallenriffe (nach v. Richthofen).
Der Kalk der Korallenstöcke ist vertikal schraffiert, die Absätze von Korallenblöcken, Korallensand und Korallenschlamm sind unterbrochen liniert.
a Aus flachem Wasser frei aufgewachsenes, allseitig von Trümmerhalden umgebenes Riff, das der Strömung entgegen etwas überhängt. *b* An der Küste aufgewachsenes Saumriff; in der Mitte ein schirmförmiger Korallenbau.

Da riffbauende Korallen nur bis zu geringer Tiefe zu leben vermögen, so sind Korallenriffe auf seichtes Wasser beschränkt.*) Wir finden sie daher besonders an Küsten, die sie als Küsten- oder Saumriffe begleiten, in allen tropischen Meeren, mit Ausnahme einiger Teile des atlantischen Oceans. Riffe, die in größerer Entfernung vom Land und durch ein tieferes Meer von diesem getrennt auftreten, heißen Barriereriffe. Als Beispiel sei das gewaltige australische Barriereriff genannt. Riffe endlich, fern vom Land, die ringförmig gebaut sind und eine Lagune einschließen, heißen Atolle. Atolle finden sich in großer Zahl in der Südsee.

Über Wasser liegendes Land kann durch Korallenbauten allein nicht entstehen, da sie nicht über das Niederwasserniveau herauswachsen können. Allein die Brandung häuft oft Trümmer von Korallenkalk auf dem Riff

*) Über die zum Teil aus tiefen Meeren emporsteigenden Koralleninseln siehe unten.

Fig. 140.

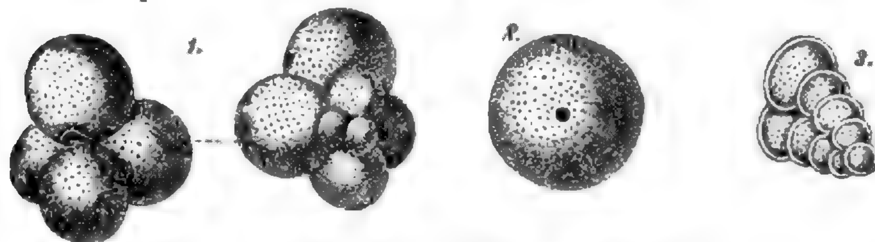


Globigerina bulloides d'Orb., unversehrtes Exemplar. ½ *mm* im Durchmesser.

zu einem Wall auf, der auch bei Hochwasser trocken liegt; später weht vielleicht noch der Wind den Sand zu Dünen zusammen; so entsteht auf dem Korallenriff eine Insel.

Globigerinenerde. Weit wichtiger noch als die Korallen sind als Kalkausscheider die Foraminiferen. Es sind das sehr kleine, niedrige Lebewesen, die frei schwimmend in ungeheuren Mengen an der Oberfläche der Oceane leben. Die Zahl der Arten ist sehr groß; unter ihnen spielt heute besonders *Globigerina* eine wichtige Rolle (Fig. 140 und 141). Alle scheiden ein Kalkskelett aus, das mit überaus feinen Löchern versehen ist. Sterben die Tiere, so sinken die Skelette, die meist mikroskopisch klein sind, langsam zu Boden. Das gleiche geschieht mit den Kalkgerüsten kleiner im Wasser frei schwimmender Kalkalgen, den Coccosphären und Rhabdosphären (Fig. 142). So werden gewaltige Mengen kohlensauren Kalkes aus dem Meerwasser ausgefällt. Foraminiferen kommen in allen Meeren

Fig. 141.

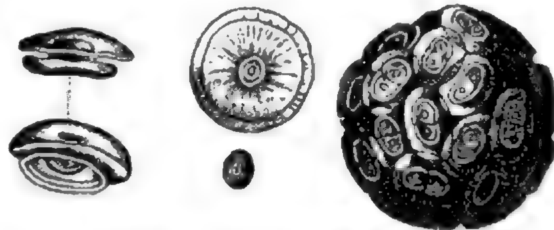


Foraminiferen aus Globigerinenschlamm.
1. Globigerina bulloides d'Orb. ½ *mm* im Durchmesser, ohne Kalknadeln. 2. Orbulina (½ *mm*). 3. Textularia.

vor, besonders aber in den Tropen; ihre Schalen sind daher nahezu in allen Sedimenten vorhanden. Doch treten sie in der Nähe der Küsten gegenüber den anorganischen Sinkstoffen ganz zurück, so dass sie im

blauen Schlamm z. B. nur eine verschwindende Rolle spielen. Mit zunehmender Entfernung von den Küsten werden sie in gleichem Maß in den Sedimenten häufiger, als die klastischen Bestandteile seltener werden und in vielen Gegenden besteht der den Meeresboden bedeckende Schlamm nur aus ihnen. Man hat es mit einer wahren Foraminiferenerde zu thun, die meist als Globigerinenerde oder Globigerinenschlamm bezeichnet wird. Die Globigerinenerde ist ein Kalkschlamm, der im frischen nassen Zustand gelblich oder gräulich, getrocknet weiß ist. Meist enthält sie etwas Fett. Ihre typische Entwicklung hat sie in etwa 4000 *m* Tiefe. Sie bedeckt die unterseeischen Rücken des atlantischen Oceans, meidet jedoch die tiefsten Tiefen. Denn das Wasser der größten Tiefen der Oceane, das relativ kohlensäurereich ist, löst die herabsinkenden Kalkskelette auf, ehe sie den Boden erreichen. Wo sich Globigerinenerde mit terrigenem Schlick mischt, entsteht oft grüner Schlamm und grüner Sand. Die Farbe ist durch das Auftreten von grünem Glaukonit bedingt, der sich auf noch nicht ganz aufgeklärte Weise im Innern der Foraminiferengehäuse als Ausfüllung absetzt.

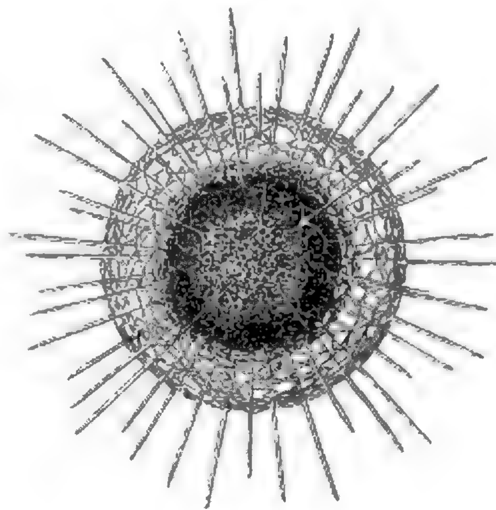
Fig. 142.



Kalkkörper von pelagischen Kalkalgen. Rechts eine vollständige Coccosphäre (650mal vergrößert), links 4 einzelne Kalkkörperchen (Coccolithen und Discolithen, sehr stark vergrößert), wie sie im Globigerinenschlamm auftreten.

Der Globigerinenerde sehr ähnlich ist die Pteropodenerde, gleichfalls ein Kalkschlamm, der jedoch neben Foraminiferenschalen auch Kalkgehäuse von Pteropoden und verwandten Organismen in größerer Zahl enthält. Er hat nur eine beschränkte Verbreitung.

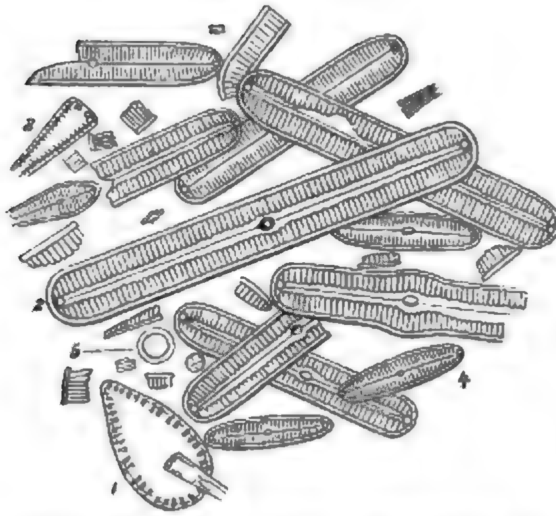
Fig. 143.



Haliomma,
eine Radiolarie (100mal vergrößert).

R a d i o l a r i e n e r d e u n d D i a t o m e e n e r d e. Neben den kalkabsondernden, frei an der Oberfläche des Oceans lebenden und hier mit den Wellen treibenden Organismen treten auch solche auf, die Kieselsäure ausscheiden. Es sind das einerseits Radiolarien, die ein wunderbar regelmäßig gestaltetes Kieselskelett aufbauen, andererseits Kieselalgen — Diatomeen. Die Radiolarienerde ist ein Kieselschlamm; sie pflegt rötlich, braun oder gelblich zu sein und geht bis in die tiefsten Tiefen der Oceane. Die Diatomeenerde ist in nassem

Fig. 144.



Diatomeen aus der Kieselguhr (Diatomeenerde) der Soos bei Eger (stark vergrößert).
1. Surirella striatula. 2. Pinnularia viridis. 3. Gomphonema truncatum. 4. Navicula gibba. 5. Melosira (Gallionella) distans.

Zustand gelblich, getrocknet weiß. Beide Ablagerungen sind im Vergleich zur Globigerinenerde wenig verbreitet. Radiolarienerde tritt mehrfach im stillen Ocean auf; Diatomeenerde scheint, nach den allerdings wenig zahlreichen Beobachtungen zu urteilen, im antarktischen Meer eine große Rolle zu spielen.

Roter Tiefseethon. Außer den geschilderten organogenen Tiefseeablagerungen trifft man auf dem Grund der Oceane, gerade die größten Tiefen einnehmend, einen Thon, der knetbar und vollkommen kalkfrei ist. Nach seiner rötlichen und bräunlichen Farbe wird er als roter Thon bezeichnet. Sein Hauptgebiet liegt in Tiefen von mehr als 4000 *m*. Murray deutet ihn als das Zersetzungsprodukt von Thonerdesilikaten vulkanischer Produkte, die teils von unterseeischen, teils auch von festländischen Eruptionen stammen und als vulkanische Asche durch die Luft oder als Bimstein im Wasser weit vertragen worden sein sollen. Ganz untergeordnet beteiligt sich an seiner Zusammensetzung auch kosmischer Staub. In großer Zahl finden sich Braunsteinknollen. Organische Überreste fehlen bis auf die sehr harten Zähne von Haien und Gehörknochen von Walfischen. Dagegen findet sich im Bereich des roten Thones auch keine Spur von weicheren Knochen und Knorpeln der Fische; offenbar werden diese Teile in jenen Tiefen von dem kohlensäurehaltigen, unter hohem Druck stehenden Wasser aufgelöst. Diese Auflösung braucht gar nicht rasch zu erfolgen; denn der rote Tiefseethon wächst ganz außerordentlich langsam, so dass ein zu Boden gesunkener Knochen überaus lange Zeit, viele Tausende von Jahren, vom Wasser umspült werden kann, ehe er zugedeckt wird. Als Beweis hierfür muß gelten, dass das Scharrnetz mit der allerobersten Schicht des roten Thons Zähne von *Carcharodon* emporgehoben hat, einem Riesenhai, von dem Überreste nur aus der Tertiärperiode bekannt sind. Die gesamte seit der Tertiärzeit niedergeschlagene Thonschicht dürfte nur wenige Centimeter mächtig sein. Während sich der rote Thon als das landfernste Sediment ganz außerordentlich langsam absetzt, wachsen die terrigenen Ablagerungen überaus rasch. Die Geschwindigkeit der Ablagerung der organogenen Erden dürfte in der Mitte stehen.

Zusammenfassende Übersicht der marinen Sedimente. In der nachfolgenden kleinen Tabelle stellen wir nach J. Murray die marinen Ablagerungen zusammen mit Angabe ihres Gehalts an kalkhaltigen und kieselhaltigen Organismen, sowie an Substanzen anorganischen Ursprungs, ferner die mittlere Tiefe, in der die Ablagerungen beobachtet worden sind, und die Areale, die sie bedecken.

	Bestandteile in Procenten			mittlere Tiefe *m*	Areal Mill. *qkm.*
	Organogener Kalk	Organogene Kieselsäure	Anorganische Bestandteile		
I. Litorale Ablagerungen					0.2
II. Seichtwasserablagerungen					25.9
III. Terrigene Tiefseeablagerungen					
Korallensand	87	5	8	320	6.6
Korallenschlamm	86	1	13	1350	
Vulkanischer Sand	29	1	70	440	1.6
Vulkanischer Schlamm	20	2	78	1890	
Grüner Sand	50	8	42	820	2.2
Grüner Schlamm	25	14	61	940	
Roter Schlamm	32	1	67	1140	0.3
Blauer Schlamm	12	3	84	2580	37.6
IV. Pelagische Tiefseeablagerungen					
Pteropodenerde	79	3	18	1910	1.0
Globigerinenerde	64	2	34	3740	128.3
Diatomeenerde	23	41	36	2700	28.2
Radiolarienerde	4	54	42	6020	5.9
Roter Thon	7	2	91	4990	133.4

Dass die Arealangaben nur rohe Näherungswerte sein können, liegt auf der Hand, schon weil die Verbreitungsgebiete der verschiedenen Sedimente nicht scharf von einander zu scheiden sind, geht doch oft ein Sediment in ein anderes über. So enthält die Globigerinenerde auch die Bestandteile des roten Thons; nur treten sie gegenüber den Foraminiferen ganz zurück. Dasselbe ist mit den Foraminiferen in den terrigenen Ablagerungen der Fall.

Alte Äquivalente der heutigen Meeressedimente. Weit verbreitet sind in der geologischen Schichtfolge der Erde terrigene Sedimente. Ein großer Teil der Sandsteine, vor allem aber die Schieferthone und Thonschiefer sind dieser Entstehung, wenn sich auch hie und da durch nachträgliche Verfestigung die Ähnlichkeit etwas verwischt hat. Auch alte Absätze von Foraminiferenerde sind bekannt; ein vollkommenes Analogon der heutigen Globigerinenerde ist die weiße Schreibkreide (Fig. 145);

Fig. 145.



Mikroskopisches Bild der weißen Schreibkreide von Meudon bei 300facher Vergrößerung. 1. Textularia. 2. Globigerina. 3. Rotalia. 4. Coccolithen.

größer sind die Foraminiferen, die den Fusulinenkalk des Karbons zusammensetzen, noch größer diejenigen des Nummulitenkalkes. Aber noch viele andere Absätze von kohlensaurem Kalk, wahrscheinlich überhaupt ein großer Teil sämtlicher Kalksteine der Erde, dürften einer ähnlichen Entstehung sein. Wie heute inmitten der Globigerinenerde untergeordnet auch Kieselpanzer von Radiolarien auftreten, so findet sich in der Kreide zu Knollen vereinigt Kieselerde. Korallenkalk ist oft gefunden worden; er setzt mehrfach gewaltige Gebirgsstöcke zusammen, die direkt als alte Koralleninseln gedeutet werden, so in den Südtiroler Dolomiten. Doch hat diese besonders von v. Richthofen und v. Mojsisovics vertretene Anschauung noch immer einzelne Gegner. Ganz auffallend treten dagegen in den alten Schichten rote Thone von der Art des roten Tiefseethons zurück.

Dritter Abschnitt.

Die Formen der festen Erdrinde.

Wir haben die Vorgänge erörtert, die an der Ausgestaltung der Formen der festen Erdrinde arbeiten; wenden wir uns nun diesen selbst zu. Ein Blick auf die Weltkarte läßt uns eine Fülle von Formen erkennen, die sich in der mannigfachsten Weise gruppieren und vor allem die verschiedenste Größe besitzen. Ein oceanisches Becken stellt uns eine Form ganz anderer Größenordnung dar, als etwa ein Seebecken oder ein Thal. Die wie ein Block sich aus den Tiefen der umgebenden Oceane heraushebende Masse der alten Welt gehört einer anderen Größenordnung an, als etwa ein Hügel oder ein Berg oder selbst ein Gebirge. Diese Verschiedenheit des Größenranges der Formen zeigt sich auch darin, dass die kleinen Formen in den großen auftreten, denen sie untergeordnet sind. Auf dem Kontinentalblock der alten Welt treffen wir zahlreiche Gebirge und Senken, in den Gebirgen wiederum Kämme, Thäler und Becken. Daher empfiehlt es sich nach Pencks Vorgang mehrere Formenkategorieen zu unterscheiden, nämlich in aufsteigender Folge:

1. Die kleinen Formen (Grundformen) der Landoberfläche: Ebene, Stufe, Berg, Thal, Becken und Höhle. Sie gruppieren sich zu Landschaften: Ebenenlandschaft oder auch einfach Ebene, Stufenlandschaft, Berglandschaft, Thallandschaft, Beckenlandschaft.

2. Die großen Formen der Landoberfläche: Gebirge, Tafelländer und Senken.

3. Kontinentalblock und Tiefseeregion.

Scharf von einander geschieden sind allerdings diese Kategorieen ebenso wenig, wie die einzelnen Formen einer Kategorie. So klar die typischen Formen sind, so giebt es doch überall Übergänge. Die obige Klassifikation ist eben, wie jede Klassifikation, nicht natürlich, sondern nur der Natur möglichst angepaßt. Wir müssen uns dessen stets bewußt bleiben. Wir werden zunächst die Formen größter Ordnung, also den Gegensatz von Kontinentalblock und Tiefseeregion erörtern. Daran wird sich eine Schilderung der Formen der Küste als der Grenzzone zwischen Land und Meer und eine solche des Meeresbodens und der Inseln anschließen. Hierauf werden wir zur Betrachtung der Formen der Landoberfläche übergehen.

Stets werden wir, so weit es möglich ist, unser Hauptaugenmerk auf die Entstehung der Formen und ihre Umwandlung richten und so einen Einblick in die Entwicklung der Formen der Erdkruste zu erhalten suchen. Wir werden dabei sehen, dass es im wesentlichen dreierlei Arten von Vorgängen sind, welche an der Erdoberfläche zur Neubildung von Formen führen: Formen entstehen erstens dadurch, dass Gesteinsmaterial entfernt wird; man kann sie mit dem Werk des Bildhauers vergleichen, der aus einem Marmorblock ein Kunstwerk meißelt; das sind die ausgearbeiteten oder Skulpturformen. Formen entstehen zweitens, wo Gesteinsmaterial abgesetzt oder abgelagert wird; das sind die aufgesetzten oder aufgeschütteten oder Akkumulationsformen. Endlich bilden sich Formen durch Verschiebungen der festen Erdrinde, durch Dislokationen; das sind die aufgebauten oder Dislokationsformen.*)

Kontinentalblock und Tiefseeregion.

Der hervorstechendste Zug im Antlitz der Erde beruht im scharfen Gegensatz von Wasser und Land; er ist nicht zufällig, sondern in der Gestalt der Erdkruste begründet: die Oceane sind nicht etwa Ansammlungen von Wasser in flachen Vertiefungen, sondern bergen die zusammenhängenden tiefgelegenen Krustenteile und heben sie nur wirksamer durch ihr Dasein von den hochgelegenen ab. Die Scheidung der hochgelegenen und der tiefgelegenen Gebiete ist sauber und klar; jede Weltkarte, die die Tiefen des Meeres darstellt, zeigt das.**) Denken wir uns die Masse des Meeres entfernt, so dominieren auf der Krustenoberfläche sichtlich zwei Höhenstufen. 26 % der Oberfläche liegen nach A. Penck zwischen 1000 *m* Höhe über und 200 *m* Tiefe unter dem Meeresspiegel und 51 % zwischen 3000 und 6000 *m* Tiefe. Nur 7 % ragen über die Isohypse von 1000 *m* empor, 2 % senken sich unter die Isobathe von 6000 *m* hinab und 14 % entfallen auf die Tiefen zwischen 200 und 3000 *m*.***)

*) An dieser Stelle citieren wir einige hervorragende Werke, die von der Morphologie der Erdoberfläche handeln. Ein Werk, das in Deutschland die wissenschaftliche Morphologie, die nicht von ganz zufälligen äußern Merkmalen wie Größe, Höhe und ähnlichem ausgeht, sondern das Wesen der Formen in ihrer Entstehung sucht, eigentlich erst begründet hat, ist F. v. Richthofens «Führer für Forschungsreisende» (Berlin 1886). Ein schon durch die umfassendste Berücksichtigung der gesamten Litteratur bedeutsames und in mannigfacher Beziehung grundlegendes Werk ist Pencks «Morphologie der Erdoberfläche» (Stuttgart 1894. 2 Bände); wir werden demselben vielfach folgen. Ferner seien noch genannt G. de la Noë et E. de Margérie: *Les formes du terrain, Service géographique de l'armée*. Paris 1888; A. Supan: Grundzüge der physischen Erdkunde. 2. Auflage. Leipzig 1896; endlich A. de Lapparent: *Leçons de geographie physique*. Paris 1896.

**) Z. B. die Tafeln zu S. 230 der Abteilung I.

***) Die Isobathe (d. i. Linie gleicher Tiefe unter dem Meeresspiegel) von 2500 *m* entspricht ungefähr derjenigen Höhe, die die Erdkruste einnehmen würde, wenn sie vollkommen eingeebnet würde, also kurz der mittleren Höhe der Erdkruste.

So tritt deutlich eine Kontinentaltafel in Gegensatz zum Tiefseeboden; beide sind durch einen verhältnismäßig steilen Abfall, den Kontinentalabhang, von einander getrennt: blockförmig erhebt sich die Kontinentaltafel über dem Tiefseeboden. Man spricht daher geradezu von einem Kontinentalblock und stellt ihn in Gegensatz zu der Tiefseeregion. Dem Kontinentalblock gehören alle Gebiete an, die über der Isobathe von 3000 *m* liegen, d. i. 46.7 % der Krustenoberfläche, der Tiefseeregion alles darunter gelegene, d. i. 53.3 %.

Zusammenhängend dehnt sich der Kontinentalblock aus; die alte wie die neue Welt gehört ihm an; durch unterseeische Rücken sind beide über Island und über die Aleuten und die Behringsstraße mit einander verknüpft. Nach Süden springt der Block in drei Lappen, die die Kontinente Südamerika, Afrika und Australien tragen, weit vor. Zusammenhängend ist auch die Tiefseeregion; immerhin gliedert sie sich durch Einschnürung deutlich in die drei Becken des atlantischen, des indischen und des pacifischen Oceans.

Nur ein Teil des Kontinentalblocks ragt über die Meeresoberfläche empor; manche randlichen Teile sind vom Wasser überflutet; es greift das Meer hier auf den Kontinentalblock über. Flache übergreifende Meere, wie sie die Nordsee, die Ostsee, das Meer über den Neufundlandbänken u. s. w. darstellen, hat man Transgressionsmeere genannt. Dann treten auch inmitten des Kontinentalblockes tiefe beckenförmige Einsenkungen auf, die gleichfalls von Meeren, sog. Ingressionsmeeren, eingenommen sind. Das größte Ingressionsmeer ist das nördliche Eismeer, in dem Nansen Tiefen bis zu 3900 *m* maß. Andere Beispiele sind das amerikanische Mittelmeer (Golf von Mexiko und karibisches Meer), das mittelländische und das schwarze Meer, das australasiatische Mittelmeer mit seinen zahlreichen einzelnen Becken (Sulusee, Celebessee, Bandasee), die verschiedenen Meere zwischen dem asiatischen Festland und den östlich vorliegenden Inselketten u. s. w.

Wie der Kontinentalblock in den Ingressionsmeeren Vertiefungen, so weist die Tiefseeregion stellenweise Anschwellungen auf, die in den Höhenbereich des Kontinentalblocks emporragen und als Inseln über Wasser erscheinen. Die größte derartige Aufragung, ein kleiner Kontinentalblock für sich, ist das antarktische Land, über dessen Ausdehnung wir freilich noch wenig wissen.

Bemerkenswerter Weise treffen wir die tiefsten Tiefen nicht in der Mitte, sondern mehr am Rande der Oceane und ebenso die höchsten Höhen mehr am Rande des Kontinentalblockes; gerade hier liegen auch die Ingressionsmeere. So stellt sich der Kontinentalabhang mit den ihm benachbarten Teilen der Kontinentaltafel und der Tiefseeregion als eine Zone raschesten Höhenwechsels dar.

Die Herausbildung des Gegensatzes zwischen Kontinentalblock und Tiefseeregion führt sich zweifelsohne auf endogene Vorgänge zurück.

Allein da gerade die Kante des Blocks unter Transgressionsmeeren verborgen ist, läßt sich das nur zum kleinen Teil durch Beobachtungen belegen. In den über Wasser unweit der Kante gelegenen Landstrichen sind immerhin häufig genug solche Dislokationen wahrgenommen worden, so am Westrand Amerikas, in Japan, an der Westküste Vorderindiens, mehrfach an der europäischen Küste. Auch die Ingressionsmeere sind nachweislich tektonischen Ursprungs. Nur in der Ausgestaltung der Einzelheiten spielen exogene Vorgänge mit. Vor allem führt sich das Vorherrschen der unweit des Meeresspiegels gelegenen Gebiete der Landoberfläche direkt auf exogene Vorgänge zurück. Die Abtragung, insbesondere durch das fließende Wasser, vernichtet auf dem Lande im Laufe der Zeit große Unebenheiten und schafft stets weite sich sanft zum Meer abdachende Flächen. Andererseits baut sich der abgespülte Schutt von der Küste ins Meer hinaus und vergrößert so den Kontinentalblock.*) Kein Zufall dürfte es sein, dass dessen Kante so häufig gerade in der Tiefe liegt, bis zu der die Wellen den Untergrund aufzurühren und so eine Erosion auszuüben vermögen. So ist sichtlich die Höhenlage des Meeresspiegels für das Dominieren der Flächen zwischen 200 *m* Tiefe und 1000 *m* Höhe verantwortlich zu machen.

Wenn auch der tektonische Ursprung des Kontinentalblocks und der Tiefseeregion feststeht, so ist doch die Zeit der Herausbildung dieses Gegensatzes noch sehr streitig. Während J. D. Dana, A. Geikie, A. R. Wallace u. A. den Kontinenten ein sehr hohes Alter zuschreiben und die Entstehung der Oceane in eine weit entlegene geologische Periode versetzen, sind Ch. Lyell, Mellard Reade, W. T. Blanford, in neuerer Zeit besonders H. v. Ihering, Hutton und Stoll für ein jugendliches Alter der heutigen Verteilung von Kontinent und Tiefsee eingetreten. Eine vermittelnde Stellung nehmen E. Suess und M. Neumayr ein. Beide schreiben dem pacifischen Ocean ein sehr hohes Alter zu, erklären ihn also innerhalb langer Zeiträume für permanent, während der atlantische Ocean erst am Schluß der mesozoischen Ära sich gebildet haben soll. Noch für die Jurazeit nimmt Neumayr die Existenz eines großen brasilianisch-afrikanischen Kontinents im südatlantischen Ocean und ebenso diejenige einer ausgedehnten Landmasse im nordatlantischen an (vgl. die Karte S. 73). Für die jüngere Kreidezeit hat dagegen Kossmat die Ausdehnung des atlantischen wie des indischen Oceans in ihren heutigen Grenzen ziemlich sicher nachgewiesen.

Für ein hohes Alter der Kontinente, dessen Annahme die Anerkennung einer gewissen Permanenz der Oceane und Kontinente bedingen würde, sprechen in der That eine Reihe von Erscheinungen. Weit ausgedehnte Landflächen sind nachgewiesener Maßen geologisch gesprochen seit sehr langer Zeit Land, so große Teile von Vorderindien, von China, am Kap, in Brasilien, auch in Nordamerika. Penck schätzt, dass im

---

*) Doch darf die Bedeutung dieses Vorgangs nicht überschätzt werden (siehe S. 289).

ganzen an 26.000.000 *qkm* Land seit der palaezoischen Ära nicht mehr untergetaucht worden sind. Aber auch in Gebieten, wie Europa, die häufig und längere Zeit vom Meer eingenommen gewesen sind, dominieren durchaus die Absätze flacher Transgressionsmeere. Wo Tiefseeablagerungen auftreten, hat doch deren Verfolgung meist ergeben, dass sie nicht im offenen Ocean, sondern in tiefen Ingressionsmeeren zur Ablagerung kamen. Vor allem fehlt in der Schichtserie, die sich am Aufbau der Kontinente beteiligt, bis auf einige noch nicht vollkommen sichergestellte Reste, die echteste aller Tiefseeablagerungen, der rote Tiefseethon. Die Gegner der Permanenz der Oceane und Kontinente weisen dagegen darauf hin, dass die Verbreitung von Organismen uns oft so merkwürdige Thatsachen zeigt, dass deren Erklärung nur durch die Annahme gewaltiger noch in der jüngsten Vergangenheit erfolgter Umsetzungen von Wasser und Land möglich sei. Dass der indische Ocean in der That jugendlichen Alters sei und noch in mesozoischer Zeit Afrika, Madagaskar, Vorderindien und Australien einen zusammenhängenden Landkomplex bildeten, sollen tiergeographische und geologische Befunde mit ziemlicher Sicherheit erweisen. Aber auch das hohe Alter des pacifischen Oceans wird angetastet: eine ganze Reihe tiergeographischer Thatsachen zwinge förmlich zur Annahme, dass vor relativ kurzer Zeit eine breite Landbrücke Südamerika und Australien verband.

Morphologie des Meeres.

Die Küsten.

Als Küste bezeichnet man den unmittelbaren Abfall des Landes gegen das Meer hin; sie ist die Zone, in der Wasser und Land zusammenstoßen. Ist der Abfall des Landes steil, so spricht man von einer Steilküste, vollzieht er sich ganz allmählich, von einer Flachküste. Eine Steilküste wird oft, wie in Norwegen, einfach durch den Abfall des Gebirges gebildet; oft ist sie auch nur eine Wirkung der Brandung, die in das sanft sich zum Meer senkende Land einen Strand mit Kliff einnagte. Je nachdem das Kliff weiter zurückliegt und der Strand breiter oder schmäler ist, wechselt der Charakter der Küste. Auch Flachküsten können sehr mannigfach gestaltet sein, je nachdem ein Strandwall oder Dünen vorhanden sind oder fehlen.

Der Verlauf der Küste in seinen großen Zügen führt sich auf Dislokationen zurück. Dabei kann die Lage der Küsten zu den Erhebungen des Landes und den sie bedingenden Dislokationen sehr mannigfach sein. Eine ausgesprochene Längsküste ist die Westküste von Amerika; sie folgt genau dem Streichen der süd- und der nordamerikanischen Cordilleren. Auch das Ostgestade Asiens und Australiens muß als Längsküste

aufgefaßt werden, sobald wir nicht die Küste des Festlandes, sondern die der Inselguirlanden ins Auge fassen, die dem Festland nach Osten hin vorgelagert sind. So kehren rings um den pacifischen Ocean Längsküsten wieder; Suess hat daher diesen Küstentypus den pacifischen genannt; er führt sich auf Faltung oder Längsbrüche zurück. Auch sonst begegnen wir Längsküsten, so an der Westküste der Balkanhalbinsel (Dalmatien). Ganz anders ist die Ostküste der Balkanhalbinsel gestaltet — sie ist eine Querküste, denn sie zieht quer zum westöstlichen Streichen der Schichten. Querküsten, die Querbrüchen entsprechen, herrschen im Bereich des atlantischen Oceans vor; Suess spricht daher geradezu von einem atlantischen Küstentypus. Neben diesen Haupttypen begegnen wir noch verschiedenen anderen Formen. Die Westküste Italiens z. B. ist zwar im großen eine Längsküste; im einzelnen aber greift das Meer in halbkreisförmigen Golfen, die Kesselbrüchen entsprechen, in das Land. Das bewirkt eine gewisse Gliederung, während im allgemeinen Längsküsten sehr wenig gegliedert sind, weit weniger als Querküsten. Kesselbrüche spielen auch an Querküsten mehrfach eine wichtige Rolle, so an der Ostküste der Balkanhalbinsel und besonders in der Gestaltung der Halbinsel Morea.

Den Längs- und Querküsten gegenüber stellen wir mit v. Richthofen die neutralen Küsten. Hier liegen die Schichten horizontal; die Küsten haben daher weder eine longitudinale noch eine transversale, sondern eine neutrale Richtung. Dieser Art ist die Küste der vorderindischen Halbinsel, ein treffliches Beispiel einer neutralen, gleichwohl aber durch Brüche bedingten Hochküste. Als neutrale Flachküste oder Schwemmlandküste erscheint die Küste der großen nordchinesischen Ebene, ebenso diejenige von Norddeutschland, die Südküste der Vereinigten Staaten u. s. w.

Der Verlauf der Küste im einzelnen.*) Während die Küstenumrisse im großen meist ein Werk endogener Vorgänge sind, ist der Verlauf der Küsten im einzelnen durchaus von exogenen Vorgängen ausgearbeitet. In Gegensatz zu einander treten glatte Küsten und gebuchtete Küsten.

Glatte Küsten finden sich an Küstenebenen und sind besonders vollkommen, wo sie als Flachküsten entwickelt sind. Es giebt zwar auch Steilküsten, die wie diejenige der Normandie im großen einen glatten Verlauf besitzen; allein im einzelnen sind sie doch etwas zersägt: ganz flach gekrümmte kleine Baien wechseln in rascher Folge mit schwach vorspringenden Kaps. Die glatten Flachküsten ziehen zwar gleichfalls in landeinwärts schwach gekrümmtem Bogen dahin; allein die Bogen sind lang und die Küste ist gerade im einzelnen überaus glatt, wie z. B. die Küste der Landes in Frankreich; meist begleiten ein Strandwall oder Dünen das Gestade. Glatte Küsten sind stets ein Werk des Meeres; sie stellen das Endziel dar, dem das Meer durch Brandung und Küstenströmungen die

*) Eine sehr eingehende Klassifikation der Küsten nach ihrer Entstehung gab Philippson.

Küste zuzuführen strebt (vgl. S. 262). Besonders rein zeigen sie sich, wo Anschwemmungen durch das Meer erfolgen. Sie sind stets arm an Inseln zumeist geradezu insellos, wie die Küste von Languedoc und die der Gascogne. Etwa früher vorhandene Inseln sind entweder durch die Brandung abgetragen oder durch Anschwemmung landfest gemacht worden. Wie dieser Vorgang sich vollzieht, ist trefflich an der Küste von Toskana zu erkennen. Der Monte Massancello und der Monte Argentario sind zwei durch Anschwemmungen landfest gewordene Inseln. Heute bilden sie Kaps, an denen die Brandung nagt, während die zwischenliegenden Buchten sich allmählich durch Anschwemmungen ausfüllen. Es strebt die Brandung hier nach einer Ausgleichung der Küste. F. v. Richthofen hat daher solche Küsten Ausgleichsküsten genannt. Einer anderen Form einer in Bildung begriffenen glatten Küste begegnen wir an der deutschen Ostseeküste. Hier sind Buchten durch Nehrungen fast ganz vom Meer abgeschnürt und in Haffe verwandelt worden; es tritt eine glatte, von den Nehrungen gebildete Außenküste in einen gewissen Gegensatz zu der gebuchteten Innenküste. Die Haffe können schließlich in Küstenseen verwandelt werden, wie an der französischen Küste westlich der Rhonemündung, wo zahlreiche Etangs die ursprüngliche gebuchtete Innenküste noch erkennen lassen.

Nicht immer ist das Vorhandensein einer gebuchteten Innenküste das Zeichen einer in Bildung begriffenen glatten Küste; es kann auch die Folge der Zerstörung einer glatten Küste sein. Das ist an der Wattenküste Nordwestdeutschlands der Fall. Einst verlief die Küste, wie noch heute der Außenrand der friesischen Inseln erkennen läßt, völlig glatt. Da wurde infolge einer allmählichen Senkung des Landes die schützende Dünenkette von Sturmfluten durchbrochen (siehe S. 262); dabei geriet das Hinterland unter Wasser und es entstand eine buchtenreiche Innenküste. Weiter im Süden in der Provinz Holland hat sich die glatte Küste noch bis heute erhalten. Ähnlicher Entstehung ist auch die Boddenküste an der westlichen Ostsee.

Den Typus der gebuchteten Küsten stellen in besonders prägnanter Form die Fjordküsten dar. Fjordküsten finden sich nur, wo ein hohes, von Thälern tief zerschnittenes, seenreiches Gebirge unmittelbar ans Meer herantritt. Typisch ist die Fjordküste Norwegens. Die Thäler des skandinavischen Gebirges sind zwischen hohe tafelförmige Berge eingesenkt und oft von ihren Nachbarn nur durch niedrige Thalwasserscheiden getrennt; zahlreiche Seebecken finden sich in ihnen. Diese Formen setzen sich in den Fjorden unter den Meeresspiegel fort. Auch die Fjorde sind gewunden und verästelt wie die Thäler; dabei wechselt ihre im Vergleich zur geringen Breite meist bedeutende Tiefe, so dass wir deutlich an ihrem Boden Becken erkennen können. Der Hardanger Fjord ist 174 *km* lang, seine größte Tiefe beläuft sich auf 800 *m*. Noch länger ist der Sogne Fjord, dessen Tiefe sogar 1242 *m* erreicht, während

sich unterhalb eine Schwelle bis auf 158 *m* dem Meeresspiegel nähert. Gerade am Ausgang der Fjorde zeigen sich oft unterseeische Rücken. Alles das lehrt, dass die Fjorde nichts anderes als untergetauchte Thal- und Seenlandschaften sind. An Stelle des Thalnetzes treffen wir ein Netz von gewundenen Meeresarmen und -Straßen, zwischen denen sich zahllose gebirgige Inseln erheben. Die Erhaltung der Fjorde wird in hohem Grade durch die Geschiebearmut der einmündenden Flüsse begünstigt, die sich alle in Seen klären, ehe sie den Fjord erreichen. So ist von einer nennenswerten Zuschüttung nicht die Rede. Die Seen aber sind ebenso wie die Becken am Boden der Fjorde ein Werk der Gletscher, die in der Eiszeit Skandinavien bedeckten (vgl. unten S. 345). Da Seen außerhalb des Gebietes der diluvialen Vergletscherung in regenreichen Klimaten durchaus fehlen, so kann es uns nicht Wunder nehmen, wenn wir echte Fjorde, d. h. versenkte Thäler mit Becken an ihrem Boden nur an früher vergletscherten Küsten antreffen. Fjordküsten sind daher besonders in höheren Breiten verbreitet und nähern sich dem Äquator nur bis auf 40° von Süden und von Norden.*) Wir begegnen ihnen an der Küste Schottlands, ferner an der Westküste Nordamerikas polwärts des Columbiaflusses, an der Westküste Südamerikas polwärts von Chiloe, auf der Südinsel von Neuseeland, vor allem in allen polaren Ländern.

Den Fjordküsten nahe stehen die Riasküsten; den Namen entlehnte v. Richthofen der spanischen Nordwestküste, wo langgestreckte, gleichfalls im Grundriß an Thäler erinnernde Buchten, die sich seewärts verbreiteren und bis zu 30 *km* weit ins Land eingreifen, Rias genannt werden. Von den Fjorden unterscheiden sich die Rias durch ihren ebenen Boden. Wie bei den Fjorden liegt stets in der Verlängerung einer Rias ein Thal, das meist von einem kurzen und darum geschiebearmen Fluß durchströmt wird; auch die Rias sind daher verhältnismäßig vor Verschüttung geschützt. Sie treten besonders an Küsten mit Mittelgebirgen oder auch an Küsten von Flachland auf und vertreten die Fjorde an den Gestaden, die in der Eiszeit nicht unter Eis begraben waren. Außer an der Nord- und Nordwestküste Spaniens erscheinen Riasküsten in der Bretagne, in Cornwallis, an der brasilianischen Ostküste unweit Rio, an der chinesischen Südküste und an vielen anderen Orten. Stets sind sie inselreich, wenn auch nicht in dem Maße wie die Fjordküsten. Die Entstehung der Riasküsten dürfte, wie die der Fjordküsten, in der Mehrzahl der Fälle auf eine Versenkung von Thälern unter den Meeresspiegel zurückzuführen sein. F. v. Richthofen nimmt auch eine erhebliche Mitwirkung des Meeres an; ohne Zweifel ist besonders der Eingang in die Buchten oft durch Brandung modificiert; auch dürften starke Gezeiten

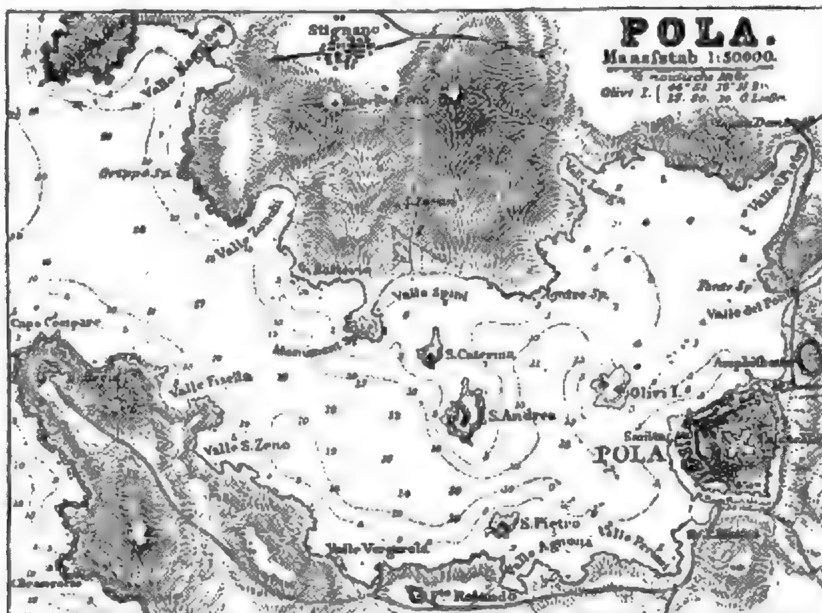
---

*) Gerade die einst vergletscherten Küsten zeigen allerdings heute nicht Spuren einer Senkung, sondern solche einer Hebung (siehe S. 145). Allein eine bedeutende Senkung ist, wie die hohen Strandlinien zeigen, dieser Hebung vorausgegangen. Die Fjordküsten Norwegens sind also nicht sinkende, sondern gesunkene und noch nicht wieder vollkommen aufgetauchte Thal- und Seelandschaften.

zur Ausspülung der Rias beitragen; allein als Werk des Meeres lassen sich die Rias wohl nicht deuten.

Eine besondere, jedoch den Rias nah verwandte Küstenform besitzt Dalmatien. Auch hier sind sichtlich Thäler durch eine Senkung unter Wasser geraten, und zwar Längsthäler; dadurch sind die Ketten des Gebirges in der Küste parallel gestreckte Inseln aufgelöst. Wieder einen anderen Küstentypus zeigt die Baleareninsel Mallorca: die Küste ist förmlich gezähnt, eine Folge der zahllosen Schluchten, die an ihrem unteren Ende unter Wasser gesetzt und durch die Brandung weiter ausgestaltet sind (Calaküste). Ist die Zahl der Schluchten gering, wie an der Wüstenküste

Fig. 146.



Die Bucht von Pola (Beispiel einer Riasküste). Nur die Kliffe unmittelbar am Gestade sind ein Werk der Brandung, die ganze Bucht im übrigen ein versenktes Thal.

Arabiens, so begegnet man unter Wasser gesetzten Thälern nur in größern Abständen, während zwischen ihnen die Küste mehr glatt verläuft (Schermküste).

Dass die geschilderten Typen der gebuchteten Küsten sich in erster Reihe auf eine Versenkung des Landes zurückführen lassen, wobei das Meer von auf dem Lande entstandenen Hohlformen Besitz nahm, hat schon Dana erkannt. Gebuchtete Küsten sind daher ein Zeichen für eine erfolgte Senkung des Landes bezw. eine Hebung des Meeresspiegels. Dass wir ihnen so überaus häufig begegnen, führt Penck auf die am Schluß der Eiszeit infolge des Schmelzens der Gletscher eingetretene Auffüllung des Meeres mit Wasser zurück. Wenn auch an exponierten Teilen der gebuchteten Küsten die Brandung energisch arbeitet, so vermag sie allein doch nur selten und dann immer nur flache, höchstens halbkreis-

förmige Buchten zu schaffen. Das Meer ist weit mehr ein Feind der gebuchteten Küsten: abgetragen werden durch die Brandung die vorspringenden Teile, zugeschüttet durch Flüsse und Küstenströme die Buchten selbst. Die gebuchtete Küste wird in eine Ausgleichsküste und endlich, wenn nicht störende Eingriffe, z. B. durch Krustenbewegungen, erfolgen, in eine glatte Küste umgestaltet.

Die Formen des Meeresbodens.

Allgemeines. Nur über die Einzelheiten der Formen des Bodens der Flachsee sind wir gut unterrichtet; hier hat schon früh das praktische Bedürfnis der Seefahrt zahlreiche Lotungen veranlaßt. Überaus spärlich sind dagegen die Lotungen in der Tiefsee, so dass wir nur im großen über deren Formen orientiert sind. Zugute kommt uns dabei, dass hier der Meeresboden auf weite Flächen hin überaus eben ist; es fehlen hier die verschiedenen exogenen Vorgänge, vor allem die Thalbildung, die auf der Landoberfläche oft einen so raschen Wechsel der Höhen verursachen. Dazu haben die Sedimente, die sich am Boden der Meere niederschlagen, zu einer Milderung früher vorhandener Unebenheiten beigetragen.

Die mittlere Tiefe des Weltmeeres einschließlich aller Nebenmeere beträgt nach Karstens 3500 *m*. Der pacifische Ocean mit einer mittleren Tiefe von 3830 *m* ist am tiefsten; seine größte bekannte Tiefe, zugleich die größte überhaupt im Meer gelotete Tiefe, findet sich südlich von Tongatabu und beträgt 9427 *m*; sie liegt in einer wenig ausgedehnten Depression. Weit ausgedehnter ist die Tuscaroratiefe im nördlichen pacifischen Ocean, östlich der Kurilen, deren größte Tiefe 8515 *m* beträgt. Der atlantische Ocean hat nur eine mittlere Tiefe von 3160 *m* (größte Tiefe nördlich von Porto Rico 8340 *m*), der indische eine solche von 3590 *m* (größte Tiefe 6205 *m* südlich der kleinen Sundainseln; eine Tiefe von 6500 *m* ist in der benachbarten Bandasee, einem Ingressionsmeer, kürzlich gefunden worden).

Überblicken wir im großen die Formen des Meeresbodens,*) so erkennen wir ein starkes Vorherrschen allseitig geschlossener Beckenformen. Wir treffen Becken der verschiedensten Größe, oft eines neben dem andern, nur durch flache Anschwellungen von einander getrennt. Besonders prägnant zeigt sich das im Bereich des Kontinentalabfalls und in den Ingressionsmeeren. Allein am Ostrand der alten Welt zählen wir über zehn gewaltige Becken, nämlich von Norden nach Süden das Becken des Beringsmeers, das des ochotskischen Meeres, das des japanischen Meeres, die sogen. Tuscarora-Tiefe östlich der Kurilen, das Becken zwischen den Philippinen und den Marianen, das Becken des südchinesischen Meeres, der Sulusee, der Celebessee, der Bandasee u. s. w. Dabei gliedert sich

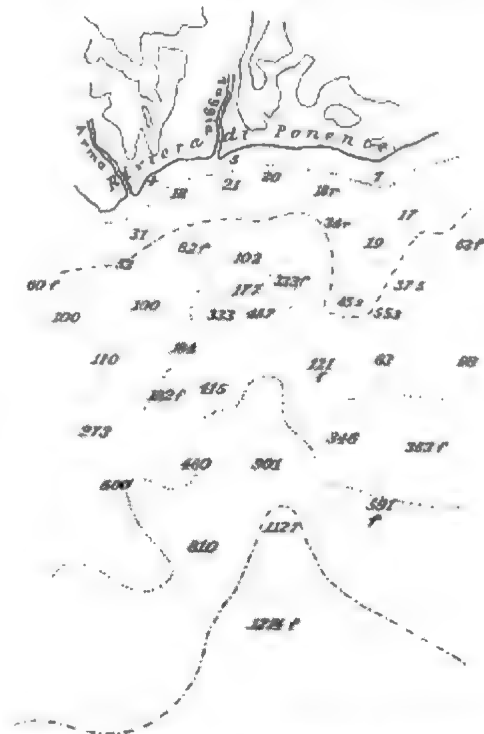
*) Wie sie uns die Karten S. 230 der Abteilung I darstellen.

jedes größere Becken selbst wieder in kleinere untergeordnete Becken. So muß die Beckenform als die typische Form des Meeresbodens gelten.

Der Boden der Flachsee. Die Flachsee, ihrer Höhenlage nach ein Teil der Kontinentaltafel, schaltet sich in ganz verschiedener Breite zwischen das Festland und das tiefe Meer ein. In geringem Abstand von der Küste und dieser durchaus parallel schlingt sich die 200 *m* - Isobathe, die meist die Grenze zwischen der Flachsee und dem beginnenden Abfall gegen die Tiefsee markiert, um Afrika herum. Oft aber schiebt sich die Kontinentaltafel als Bank unter Wasser weit hinaus ins Meer, so im Bereich von Großbritannien und Irland bis zu einer Entfernung von nahezu 1000 *km* vom nächsten Punkt des Festlandes. Ähnlich sind die Neufundlandbank, die Yukatan-Bank, die Honduras-Bank, die patagonische Bank. Hier hat überall die Flachsee eine sehr große Entwicklung.

In der Flachsee treten größere Unebenheiten infolge der bis zum Meeresboden sich geltend machenden Bewegungen des Wassers ganz zurück. Alle hochragenden Klippen werden allmählich durch das Hin- und Herbewegen der Geschiebe und Sandmassen abgescheuert und erniedrigt.*) Andererseits werden die terrigenen Sedimente durch die ständige Bewegung überaus gleichmäßig verteilt und so die Vertiefungen ausgefüllt. Freilich schaffen dafür auch die Gezeitenströme manche kleinere Unebenheiten. So treten mehrfach Sandbänke auf, die nahezu bis zum Meeresspiegel emporragen; oft sind sie, wie in der Nordsee, in Schwärmen angeordnet. Hier und da stellen sich große, flachgrubenförmige Vertiefungen ein, in der Nordsee Kulen genannt. Zwischen Inseln und in sehr flachen Meeresteilen, z. B. in den Wattenmeeren, spülen die Gezeiten geradezu am Meeresboden lange Rinnen aus oder halten solche offen.

Fig. 147.



Die untergetauchten Flußthäler der ligurischen Küste (nach Th. Fischer).

Doch nicht die ganze Flachsee trägt die Züge der Meereswirkung. So ist z. B. zwischen Schottland und Irland der Meeresboden von Gletschern ausgestaltet und eine regelrechte Rundhöckerlandschaft. An anderen Orten verraten die Formen deutlich, dass sie an der Landober-

*) So gewaltig der Einfluß der Brandung auf die Ausgestaltung der Einzelformen ist, so darf man doch gewiß nicht die ganze Flachsee als eine riesige Brandungsplattform auffassen, wie das Buchanan thut, eher schon mit v. Richthofen als Brandungsplattform mit anschließender Meerhalde.

fläche entstanden und nachträglich erst unter den Meeresspiegel getaucht wurden. Wie sich das in der Gestaltung der Küste äußert, schilderten wir schon oben. Selbst bis in erhebliche Entfernung von der Küste lassen sich am Boden der Flachsee Thäler verfolgen, wie sie nur von rinnendem Wasser auf dem Land gebildet worden sein können. Schon 40 *km* oberhalb seiner Mündung besitzt der Kongo eine Tiefe von 275 *m*, an seiner Mündung ist er 609 *m* tief und seine Thalrinne, die draußen im Meer volle 700 *m* tief in den Boden der Flachsee eingesenkt ist, läßt sich bis zu einer Tiefe von 1047 *m* verfolgen, wo sie die Flachsee verläßt. Es liegt hier ein großartiges ertrunkenes Thal vor. Submarine Thäler finden sich in der Verlängerung der an der amerikanischen Ostküste mündenden Flüsse, so z. B. des Hudson, dessen Thal am Meeresgrund nahezu 200 *km* weit zu erkennen ist. Bekannt ist das unterseeische Thal unweit der Adourmündung. Noch zahlreiche andere Fälle hat Linhardt zusammengestellt (Fig. 145).

Sanft vollzieht sich der Abfall von der Flachsee zur Tiefsee, nur wenige Grade beträgt die Böschung; gleich wohl ist sie weit steiler als die Böschung der Flachsee von der Küste fort. Die Flachsee hat also eine deutliche Kante. In die Tiefsee geht dagegen, wie es scheint, der Kontinentalabfall ganz allmählich ohne Absatz über.

Der Boden der Tiefsee. Eben wie unsere Tiefebenen ist auf weite Strecken hin die Tiefsee; doch fehlen steilere Böschungen nicht so vollkommen, wie man noch kürzlich glaubte. Allerdings fand das amerikanische Schiff Tuscarora im nördlichen pacifischen Ocean auf einer Strecke von mehreren Tausenden von Kilometern verschwindende Tiefendifferenzen und ähnliches wurde auch aus anderen Meeresteilen bekannt. Aber an submarinen Erhebungen der Tiefsee treten doch hier und da auch ganz gewaltige Abstürze auf. Bis zu einer Tiefe von nur 1170 *m* ragt im nördlichen atlantischen Ocean der submarine felsige Faraday-Hügel empor. Dieser Hügel ist geradezu so uneben wie eines der deutschen Mittelgebirge; bringt man benachbarte Lotungen mit einander in Beziehung, so ergeben sich hier Böschungen von 35, ja 55°. Analoge Verhältnisse sind an verschiedenen Orten festgestellt worden, wo Lotungen sich häufen. Nördlich der kanarischen Inseln erhebt sich die Daciabank aus 4000 *m* Tiefe bis zu einer Tiefe von nur 90 *m*. Die Böschung beträgt im Mittel 27°, wird aber dazwischen senkrecht. An vulkanischen Inseln sind Abfälle bis zu 50° beobachtet worden. Aber weit jäher noch stürzen manche Koralleninseln ab. So hat die Keelinginsel an einer Stelle zwischen 1000 und 2200 *m* Tiefe einen absolut vertikalen Abfall von 1200 *m* Höhe. Das sind Abstürze, wie sie sich in unseren Hochgebirgen nicht großartiger finden. So sind denn für den Boden der Tiefsee überaus steile Böschungen an den Erhebungen und andererseits überaus vollkommene weite Ebenheiten zwischen denselben charakteristisch.

Dass die Ebenheiten eine Folge der Sedimentation sind, die alle Vertiefungen auszufüllen strebt, ist wohl sicher. Aber wie erklären sich

die jähen Abstürze und steilen Böschungen der Erhebungen? Bei Koralleninseln läßt sich die Steilheit auf den Riffbau der Korallentiere zurückführen, bei vulkanischen Inseln auf Anhäufungen vulkanischer Gesteine. Eine Reihe von Abstürzen aber dürften wohl direkt durch tektonische Vorgänge verursacht sein. Dislokationen sind es fraglos, welche den Wechsel der Tiefen im Ocean hauptsächlich bedingen; auf sie führt sich auch im einzelnen das Relief der Ingressionsmeere zurück, das dazwischen, wie im amerikanischen Mittelmeer, von einer hervorragenden Unruhe ist. Detaillierte Tiefenkarten solcher Gebiete dürften von außerordentlichem Interesse sein, weil wir in ihnen Fingerzeige über die Formen erwarten dürfen, die Faltungen und Schollenbewegungen in Gebieten hervorrufen, welche der Abtragung durch exogene Vorgänge entzogen sind.

Die Inseln.

Insel heißt eigentlich jede über den Meeresspiegel emporragende, allseitig vom Meer umgebene, zusammenhängende Landfläche. Der Sprachgebrauch rechnet zwar die ausgedehntesten Landmassen nicht zu den Inseln, sondern stellt sie den letzteren als Festländer gegenüber. Nimmt man es genau, so ist aber auch die Festlandsmasse der alten Welt, die Asien, Europa und Afrika umfaßt, eine Insel. Ebenso bilden Nord- und Südamerika zusammen die Insel der neuen Welt; viel kleiner ist die Insel des australischen Festlandes. Diese drei Festlandmassen umfassen 125 Millionen *qkm* oder 93% der bekannten Landoberflächen.*) Demgegenüber beträgt das Areal aller Inseln im engern Sinn nur 9.7 Millionen *qkm* oder 7%. Die Mehrzahl, besonders alle großen unter ihnen, gruppieren sich um die Festländer, sie gehören dem Kontinentalblock an und sind, man möchte fast sagen, nur zufällig durch die Lage des Meeresspiegels vom Festland abgegliedert. Allein auf den eine fast ununterbrochene Brücke zwischen Asien und Australien bildenden austral-asiatischen Archipel entfallen 2.7 Millionen *qkm*, auf den arktisch-amerikanischen, dem wir Grönland zurechnen, 3.5 Millionen, auf beide zusammen also rund ²/₃ der ge-

*) Wir geben hier nach H. Wagner (1895) einige Arealangaben für die Kontinente.

Erdteile	Millionen *qkm* Festland	Inseln	Zusammen	Procent Inseln
Europa	9·22	0·79	10·01	7·4
Asien	41·48	2·70	44·18	32·8
Afrika	29·20	0·62	29·82	22·1
Australien	7·60	1·30	8·90	13·2
Nordamerika	19·98	4·07	24·06	17·8
Südamerika	17·63	0·15	17·78	6·7
Oceanische Inseln	—	0·08	0·08	0·0
Summa	125·12	9·71	134·83	100·0

Die unbekannten Polargebiete sind hierbei fortgelassen. Als Grenze zwischen Europa und Asien galt die politische Grenze, wie sie Rußland festgesetzt hat; zu Europa geschlagen wurden die Inseln Island, Spitzbergen, Franz-Josefs-Land und Nowaja Semlja.

samten Inselfläche. Dagegen sind die aus der Tiefsee sich erhebenden Inseln kleiner; ihre Fläche beträgt insgesamt kaum 100.000 *qkm*; die größte ist Hawaii mit 11.400 *qkm*; die 180 Inseln der Bermudagruppe umfassen zusammen nur 50 *qkm*.

Vielfach sind Versuche gemacht worden, die Inseln zu klassificieren. Gehen wir von morphologischen Gesichtspunkten aus, so ergiebt sich die Einteilung von Penck in Inseln, die dem Kontinentalblock angehören, und in Inseln der Tiefseeregion. Stellt man mit A. R. Wallace in den Vordergrund, ob die Insel je mit dem Festland in Landverbindung stand oder nicht, so hat man zwischen festländischen und ursprünglichen oder oceanischen Inseln zu unterscheiden. Diese Einteilung ist biologisch wichtig; sie entspricht einem fundamentalen Gegensatz in der Lebewelt; auf die festländischen Inseln konnten Tiere und Pflanzen zu Lande einwandern, als die Inseln noch mit dem Festland zusammenhingen; ihre Lebewelt unterscheidet sich daher wenig von der Lebewelt des Festlandes und zwar umsoweniger, je kürzere Zeit die Insel als solche existiert. Die ursprünglichen Inseln besitzen dagegen eine arme Flora und Fauna; ihre Besiedlung, die auch vom Festland aus erfolgen mußte, war ganz dem Zufall anheimgegeben, denn nur selten vermögen Pflanzen und Tiere bei ihrer Ausbreitung über die Erde weite Strecken des Meeres zu überspringen. Als dritte Einteilung bietet sich endlich die rein genetische dar. Wir folgen hier der morphologischen Einteilung und gruppieren innerhalb derselben die Inseln nach ihrer Genesis.

Die Inseln des Kontinentalblockes treffen wir teils dicht an der Küste als Küsteninseln; sie sind hier unselbständig in ihrem Auftreten und nur Teile der gebuchteten Küste. Teils erheben sie sich in einigem Abstand von der Küste aus der Flachsee wie Großbritannien und Irland, teils auch aus tiefen Ingressionsmeeren, wie die Antillen, und auf dem Kontinentalabhang, wie Neuseeland und die ganze Flucht der melanesischen Inseln von hier nordwärts bis Neu-Guinea, einschließlich der Vitiinseln und der Tongainseln. Bei weitem die meisten Inseln treten in Haufen oder auch in Reihen angeordnet auf.

Überaus verschieden ist die Entstehung der Inseln. Viele von ihnen sind durch Akkumulation gebildet; ihr Körper vom Boden des Meeres an bis zu ihrem Kulminationspunkt ist eine Neubildung. Alle diese Inseln sind im Sinne von Wallace ursprüngliche Inseln; man könnte sie aufgesetzte Inseln nennen. Selten erreichen sie eine bedeutende Größe. An der Mündung großer Ströme begegnet man mehrfach Inseln, die einfach aus Anschwemmungen entstanden sind (Anschwemmungsinseln). Auch Korallenbauten, die vom Boden der Flachsee bis zum Meeresspiegel wachsen, lassen Inseln entstehen, wie auf der Mosquito-Bank und bei Florida. Häufig sind vulkanische Inseln, die durch Anhäufung von Eruptionsprodukten in der Flachsee, vor allem an deren Rand, sowie in den Ingressionsmeeren und auf dem Kontinentalabhang aufgeworfen worden

sind. Die guirlandenförmig angeordneten Vulkaninseln Ostasiens bieten zahllose Beispiele. Selbst sehr große Inseln können sich durch vulkanische Eruptionen bilden: einzig und allein Laven und vulkanische Aschen bauen das 105.000 *qkm* umfassende Island auf.

Häufig sind in der Flachsee Inseln, deren Felsgerüst zwar schon lange in der heutigen Form als Erhebung bestand, die aber erst durch Strandverschiebungen zu Inseln wurden. So ist in unseren Tagen in der Ostsee unweit der esthländischen Küste zwischen Dagö und Worms die Klippeninsel Harrilaid aus dem Schoß des Meeres infolge der allgemeinen Hebung aufgetaucht, die sich in Skandinavien, Finnland und Esthland zeigt; früher bestand an derselben Stelle nur eine Untiefe. Die polaren Küsten bieten manche derartige Erscheinungen. Weit zahlreicher sind Inseln, die ihr Dasein einer Senkung des Landes bezw. einer Hebung des Meeresspiegels verdanken; sie waren ursprünglich Teile des Festlandes; durch eine Strandverschiebung geriet ihre Nachbarschaft unter Wasser und sie als höher ragende Gebiete wurden vom Festland abgegliedert und zu Inseln (Abgliederungsinseln). So entstanden nicht nur die verhältnismäßig kleinen Inseln der Fjordküsten und der Riasküsten, sondern auch große Inseln, wie Großbritannien, Irland und Neufundland. Beschleunigt wurde die Abgliederung in manchen Fällen durch die Wirkung der Brandung und der Gezeitenströme, die die verbindende Landenge durchnagten. Sie haben fraglos auch bei der Abgliederung Großbritanniens mitgewirkt.

In den Ingressionsmeeren, dann auch auf dem Kontinentalabhang begegnen wir Inseln, deren Körper ganz durch tektonische Prozesse, durch Faltung oder Schollenbewegung, gebildet worden ist. Auf ausgedehnte Einbrüche, zwischen denen einzelne inselförmige Pfeiler als Horste stehengeblieben sind, führt Neumayr die Bildung des griechischen Archipels zurück. Die Bruchlinien äußern sich zum Teil noch heute durch jähe unterseeische Abstürze. Auch Sardinien und Korsika sind dieser Entstehung. Anders ist nach Jukes-Browne und Harrison die Bildung der Antillen vor sich gegangen. Auf Barbados findet sich junger (wohl jungtertiärer) Riffkalk 300 *m* über dem Meeresspiegel und in seinem Liegenden Radiolarienerde, also ein Tiefseesediment, wie es heute in Tiefen von nicht weniger als 4000 *m* auftritt; das weist darauf hin, dass die die Insel zusammensetzenden Gesteine in jüngster Zeit eine gewaltige Hebung erfahren haben. Mit der Hebung ging eine Schiefstellung der Schichten Hand in Hand. Analoge Erscheinungen berichtet Guppy von den Salomonsinseln, wo recente Foraminiferenerde, wie sie heute in 1800 bis 3700 *m* Tiefe vorkommt, über Wasser gehoben ist, ferner Häckel von den Nikobaren und Lister von den Tongainseln. Vielleicht haben wir es hier mit gewaltigen Faltungen zu thun, bei denen die Häupter der Falten allmählich über dem Wasserspiegel emportauchen. Tektonischen Ursprungs sind fraglos auch die langen Rücken, auf denen die Inselguirlanden Ostasiens aufsitzen. Zwar sind sie meist durch das Meer der

Beobachtung entzogen; wo aber Teile über Wasser liegen, zeigen sich große Störungen des Gebirgsbaues. Auf gewaltige Faltungen und Verwerfungen ist die Insel Nipon mit ihren Nachbarn zurückzuführen; man hat es hier, wie auch in der Sundawelt, mit den zusammengebrochenen Teilen eines Gebirges zu thun. Tektonischen Ursprungs sind auch Neuseeland und Madagaskar; sie sind Reste früher weit ausgedehnter Landmassen. Madagaskar gehört, da es sich aus Meeren von erheblicher Tiefe erhebt, eigentlich nur noch lose dem Kontinentalblock an; das gilt auch zum Teil von dem aus krystallinischen Schiefern zusammengesetzten Viti-Levu und von den Tongainseln; doch liegen sie noch deutlich auf dem Kontinentalabhang, der hier bis zu großen Tiefen sich geltend macht.

Die Inseln der Tiefsee treten zu den Inseln des Kontinentalblocks dadurch in einen gewissen Gegensatz, dass sie ihrer Entstehung nach viel einförmiger sind. Ohne nennenswerte Ausnahme treffen wir unter ihnen nur vulkanische Inseln und Koralleninseln. Den ersteren gehören alle hochragenden oceanischen Inseln an, den letzteren die niedrigen.

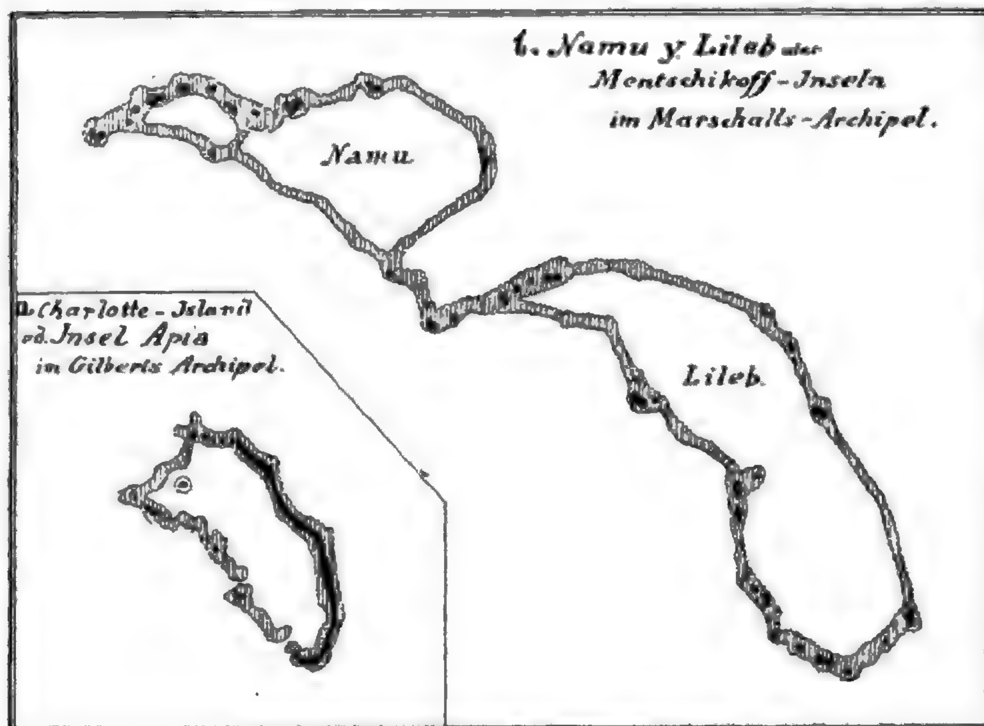
Eine vulkanische Insel wird bald von einem einzigen Vulkan gebildet, bald wie Hawaii von mehreren Vulkanen, deren Gehänge miteinander verschmelzen. Die meisten Vulkaninseln sind im Grundriß mehr oder minder rundlich, da in der Regel der Meeresspiegel den Vulkankegel erheblich unterhalb des Kraters schneidet. Nur wo der Kraterrand allein über Wasser emporragt, zeigt sich ein ringförmiger Grundriß, wie bei St. Paul im indischen Ocean.

Ist die vulkanische Thätigkeit erloschen, so wird der über dem Meeresspiegel gelegene Teil des Vulkans durch Denudation teilweise abgetragen und die Insel besteht bald nur noch aus dem Skelett des Vulkans, wie St. Helena, Ascension und Fernando Noronha. Andere Inseln, wie die Kerguelen und die allerdings noch im Bereich des Kontinentalblocks gelegenen Färöer sowie Franz Josefs-Land*) sind Teile früher weit ausgedehnter basaltischer Decken. Vulkanisch dürften auch manche der unterseeischen Erhebungen sein, die wir in der Tiefsee treffen; es handelt sich dabei gewiß oft um unfertige Vulkaninseln, d. h. um Vulkane, die noch nicht zum Meeresspiegel emporgewachsen sind. Andere Erhebungen dürften abgetragene Vulkaninseln sein. So entstand 1831 zwischen Sicilien und der afrikanischen Küste durch eine Eruption die Insel Ferdinandea. Nach einer Existenz von wenigen Monaten fiel sie ganz der Brandung zum Opfer, die mit den locker aufgeschütteten Aschen leichtes Spiel hatte. Auch der Kegel einer 1866 neu durch Eruption entstandenen Insel des Samoa-Archipels wurde durch die Brandung gekappt. Eine Untiefe bezeichnet, wie bei Ferdinandea, die Stelle der einstigen Insel. Schon haben sich Korallen angesiedelt und in kurzer Zeit wird hier auf dem gekappten Vulkan eine Koralleninsel erwachsen.

*) Nach Jackson und Nansen treten hier allerdings auch mesozoische Sedimente auf. Darnach darf man Franz Josefs-Land nicht mehr einfach als vulkanische Inselgruppe bezeichnen.

Die Koralleninseln stellen den zweiten Typus der Inseln der Tiefsee dar; sie sind besonders in der Südsee verbreitet, finden sich aber auch im atlantischen Ocean (Bermuden und Bahamainseln). Die typische Form ist die eines Atolls, d. h. eines Ringes, der eine flache (nicht über 90 *m* tiefe) schüsselförmige Lagune umgibt (Fig. 148). Teile dieses Ringes sind durch Brandung und Wind, die auf dem Riff Korallensand aufhäuften, landfest geworden und bilden überaus flache Inseln, zwischen denen Kanäle die Verbindung der Lagune mit dem Meer unterhalten. Ein Atoll trägt daher in der Regel mehrere kleine ringförmig angeordnete Inseln.

Fig. 148.



Atolle der Südsee.
Das Riff ist schraffiert; die als Inseln über das Wasser emporragenden Teile desselben sind dunkel.

Nicht selten treten Vulkaninseln und Koralleninseln zusammen auf. Doch ist die Verbreitung der Koralleninseln beschränkter als die der Vulkaninseln, weil Korallen nur in tropischen Meeren zu gedeihen vermögen. Es giebt sogar Inseln, die vulkanische Bildungen und Korallenbauten in sich vereinigen: als Saumriff umschlingt der Korallenbau die hohe Insel, nur durch eine schmale Zone Wasser von ihr getrennt, oder als Wallriff in größerem Abstand von der Küste (Fig. 149). Auf diese Inseln, die gleichsam einen Übergang zwischen reinen Vulkaninseln und reinen Koralleninseln darstellen, stützten Darwin und später Dana ihre Theorie der Entstehung der Koralleninseln. Darwin nahm an, dass an Stelle eines jeden Atolls ursprünglich eine hohe Insel, ob aus vulkanischem oder anderem Gestein, ist gleichgiltig, bestand, umgeben von einem Saumriff (I. Per. in Fig. 150). Da trat eine allmähliche Senkung des Meeresbodens

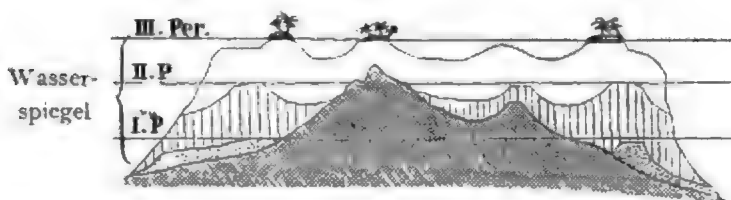
ein. Die Insel versank und gleichzeitig baute sich das Riff stetig empor, verwandelte sich zuerst in ein Wallriff (II. Per.) und später, als auch die letzte Spitze der hohen Insel unter Wasser verschwand, in ein Atoll (III. Per.). Das Wachstum dauerte fort, so lange der Meeresboden sank, und ließ so überaus mächtige Koralleninseln entstehen. Dabei bildeten sich die jähen Abstürze, die sich z. T. auf überhängende Riffe zurückführen lassen und in der That anders schwer zu erklären sind.

Fig. 149.



Mangarewa- oder Gambier-Inseln im Paumotu-Archipel.
(Mt. Duff unter 23° 8' südlicher Breite, 134° 55' westlicher Länge von Greenwich.)
a Atoll-ähnliches Wallriff, das die ganze Gruppe der hohen Inseln umschließt (die über Wasser gelegenen Inseln desselben sind dunkel schraffiert). *b* Niedere Koralleninseln. *c* Saumriffe an den hohen Inseln.

Fig. 150.



Darwins Atolltheorie. Erste Periode: Saumriff; zweite Periode: Wallriff; dritte Periode: Atoll.

Darwins Theorie erfuhr in den letzten Jahrzehnten durch Semper, Murray, Guppy und andere einen lebhaften Widerspruch. Die genannten stützten sich auch auf das Zusammenvorkommen von Vulkaninseln und Koralleninseln, betonten aber vor allem, dass mehrfach über Wasser gehobene Korallenriffe beobachtet worden sind. Wo man solche gehobene Riffe antrifft, sind sie nur wenig mächtig; der Riffkalk erscheint z. B. auf der Christmas-Insel nur als eine 50—60 *m* dicke Kruste, die das Felsgerüst überkleidet. Die Atolle sollen Riffe sein, die sich auf unterseeischen, bis fast zum Meeresspiegel reichenden Erhebungen ansiedelten und von hier aus bis zur Oberfläche emporwuchsen. Darnach wären die zahllosen Atolle der Südsee nichts anderes als Kappen, die auf den Gipfeln

unterseeischer Berge in verschwindender Mächtigkeit aufsitzen. Trifft das auch gewiß für manche Inseln besonders des Kontinentalabhangs zu, so hat doch Langenbeck fraglos Recht, wenn er für die weitausgedehnte Atollzone der Südsee noch immer die Darwinsche Theorie für die beste erklärt und an einer Senkung des Bodens festhält. Ein endgiltiger Entscheid kann erst durch Bohrungen auf Koralleninseln herbeigeführt werden. Ergeben diese bis zu Tiefen weit unter der untern Grenze des Vorkommens lebender Korallen, d. h. unter 70 *m* Tiefe, Riffkalk, so haben Darwin und Dana Recht. Zeigen sich jedoch in der Tiefe andere, vor allem vulkanische Gesteine, so ist das Recht auf der Seite der Gegner Darwins. Solche Bohrungen sind bisher nur wenige ausgeführt worden. Einige Bohrungen auf Oahu, einer der Sandwichinseln, ergaben bis unter 200 *m* Tiefe in der That nur Korallenkalk. Das spricht für Darwin. Allein A. Agassiz bezweifelt die Beweiskraft dieser Bohrungen; sie zeigen nach ihm nicht mit Bestimmtheit, dass die Korallenbauten selbst eine so bedeutende Mächtigkeit besitzen, sondern nur, dass sich mächtige Massen von verfestigtem Korallensand und -Schlamm rings um die fragliche Erhebung angehäuft haben. So hat hier die Entscheidung noch zu fallen.*)

Morphologie der Landoberfläche.

Während am Meeresboden die Beckenform vorherrscht und oft Becken an Becken sich reiht, treten auf der Landoberfläche die Gebiete gleichsinniger Abdachung zum Meer durchaus in den Vordergrund. Becken fehlen zwar nicht, stehen aber zurück. Es ist das eine Folge der gewaltigen Wirkungen, die das fließende Wasser auf die Gestaltung der Landoberfläche ausübt. Über die Einteilung der Formen der Landoberfläche in Großformen und Kleinformen sprachen wir schon oben. Wir wenden uns zunächst der Betrachtung der Kleinformen zu und behandeln erst die neutrale Form — die Ebene, hierauf die erhabenen oder Vollformen — Stufe und Berg, endlich die Hohlformen — Thal, Becken und Höhle. Die Schilderung der Großformen — Gebirge, Tafelländer und Senken — bildet den Schluß. Viel mehr noch als bei der Morphologie des Meeres wird die Entstehung und die Umwandlung der Formen im Vordergrund unserer Betrachtung stehen.

Ebenen.

Äußere Eigenschaften. Weit verbreitet sind auf der Erdoberfläche die Ebenen. Sie zeichnen sich durch das mehr oder minder vollständige Fehlen direkt wahrnehmbarer Höhenunterschiede zwischen benachbarten

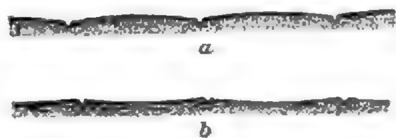
*) Eine Tiefbohrung auf der Insel Funafati (Ellice-Gruppe) in der Südsee, die eine englische Expedition unter Sollas 1896 auszuführen suchte, ist leider mißlungen. Dafür wurden 4 Bänke durch Lotungen festgestellt, die sich durch ihre Ringform als unterseeische Atolle erwiesen. Ob man es hier mit versunkenen oder aber mit auf einer Erhebung des Meeresbodens emporwachsenden Atollen zu thun hat, ist nicht entschieden.

Punkten aus. Doch sind sie keineswegs horizontal, sondern stets etwas geneigt. Es lassen sich unterscheiden Abdachungsebenen, die sich nach einer Seite erniedrigen, Hohlebenen, die sich von allen Seiten gegen einen Punkt hin senken und daher schon zu den Becken gehören, und wellenförmige oder wellige Ebenen. Nach ihrer Höhenlage spricht man von Tiefebenen und Hochebenen. Ein ausgezeichnetes Beispiel einer Abdachungsebene stellt die Poebene dar, ebenso die Ebene von Hindostan, ein nicht minder gutes einer Hohlebene das Tarimbecken. Als Typus einer wellenförmigen Ebene erscheinen die weiten Tundren.

Weil bei den Ebenen direkt wahrnehmbare Höhenunterschiede zurücktreten, so ist für ihre Physiognomie die Vegetation von großer Bedeutung. Waldige Ebenen, wie die Urwald bestandenen Ebenen am Amazonenstrom, erwecken, wenn man sie nicht etwa von hohem Standpunkt aus der Ferne überschaut, lange nicht in dem Maß den Eindruck der Ebenheit, wie begraste Ebenen, etwa die tropischen Llanos am Orinoco oder die Pußta Ungarns oder ganz vegetationslose Ebenen, wie sie in Wüsten angetroffen werden. In hohem Maß eben sind auch baumlose Moorebenen oder Tundren, wie wir sie im Norden Sibiriens und Rußlands finden. Das Wasser stagniert hier über dem in der Tiefe meist ständig gefrorenen und daher wasserundurchlässigen Boden und läßt eine üppige Moorvegetation entstehen, die die Einsenkungen des Bodens ausfüllt und die flachen Rücken überkleidet.

Überaus verschieden gestalten sich die hydrographischen Verhältnisse der Ebenen. Abdachungsebenen pflegen durch mehr oder minder parallele Flußläufe ausgezeichnet zu sein. Oft treten flache verlassene Flußbetten und hier und da auch Altwasser auf. Bei großem Gefälle sind die Flüsse meist verwildert, wie in der Poebene und im südlichen Teil der oberrheinischen Tiefebene, bei kleinerem zeigt sich Neigung zu Mäanderbildung, wie am unteren Mississippi und im nördlichen Teil der oberrheinischen Tiefebene. Fast nie fließen die Flüsse genau im Niveau der Ebene; meist sind ihre Betten etwas in die Ebene eingeschnitten oder die Flüsse fließen als Dammflüsse in etwas höherem Niveau und sind dann jeden Augenblick bereit ihr Bett zu verlassen und sich ein neues zu suchen. Ein Dammfluß ist auf weite Strecken seines Laufes der Po; ständig erhöht er sein Bett durch Akkumulation; früher brach er, sobald sein Bett merklich über die Umgebung emporgewachsen war, nach der Seite aus, verlegte seinen Lauf und schüttete gleichmäßig die Ebene auf. Seitdem man ihn aber eingedämmt hat, kann er sein Geschiebe nur im engen Bereich seines festgelegten Bettes ablagern; er hat dieses daher stellenweise in dem Grade erhöht, dass sein Spiegel zuweilen in der Höhe der Dächer der Häuser der benachbarten Niederungen liegt und die Straßen, die ihn auf Brücken passieren, zu ihm emporsteigen müssen. Wo Dammflüsse mehr-

Fig. 151.



a Ebene mit eingeschnittenen Flüssen.
b Ebene mit Dammflüssen.

fach ihren Lauf verlegen, da entsteht ein ganzes Netz von Dämmen, die zwischen sich flache Becken einschließen. Letztere sind oft mit Wasser gefüllt.

Hohlebenen sind an ein trockenes Klima gebunden; sie besitzen centripetale Flußläufe, die jedoch häufig in ihnen versickern. Sie zerfallen stets hydrographisch in zwei Teile — einen peripherischen, der von Flüssen überflossen wird und alle Eigenschaften der Abdachungsebenen hat, und einen centralen, von stehendem Wasser eingenommenen oder ganz wasserlosen. Die Grenze zwischen beiden Teilen ist unbestimmt, weil die Größe des stehenden Gewässers alle Schwankungen des Klimas, ja der Witterung mitmacht. Beispiele bieten die Umgebung des kaspischen Meeres, die des Aralsees, des Balkaschsees und des Tschadsees.

Verwickelt sind die Flußläufe der welligen Ebenen; nicht selten ist hier der Abfluß des Wassers erschwert und es kommt zur Entstehung von Sümpfen und Mooren, so z. B. in Nordwestdeutschland. Die Moore treten entweder als Unterwassermoore oder als Hochmoore auf. In ersteren herrschen Gräser vor, sie werden daher auch Wiesenmoore genannt, in letzteren Sphagnumarten, Heidekraut und einige im Moor gedeihende Bäume; in Europa sind es besonders Zwergkiefern, in Nordamerika Cypressen (Cypressensümpfe oder Swamps am unteren Mississippi).

Entstehung der Ebenen. So zahlreich die Vorgänge sind, die Ebenen bilden können, so lassen sich doch ohne weiteres genetisch zwei große Gruppen unterscheiden, die der aufgeschütteten und die der ausgearbeiteten Ebenen. Die einen entstanden dadurch, dass alle vorhandenen Unebenheiten verschüttet, die anderen dadurch, dass alle Unebenheiten abgetragen wurden. Die ersteren gehören ihrer Struktur nach dem ungestörten Land an, letztere können alle möglichen Strukturformen aufweisen.

Die Hauptrolle spielt bei der Bildung der Mehrzahl der Ebenen die fluviatile Akkumulation. Wo Flüsse ihre Sinkstoffe ablagern, entstehen stets Ebenen, die sich meist durch sehr vollkommene Ebenheit auszeichnen. Als Deltaebenen anzusprechen sind die Ebenen, die sich oberhalb der großen Seeen der Alpen oft weit ins Gebirge hinein erstrecken. Diese Ebenen sind jedoch klein, so dass man im Zweifel sein kann, ob man sie nicht nur als ebene Thalböden zu bezeichnen hat. Bedeutende Ausdehnung gewinnen die Ebenen fluviatiler Akkumulation dagegen am Gestade des Meeres, so die Nilebene in Egypten; die Mächtigkeit der fluviatilen Ablagerungen ist hier 100 *m* und darüber. Nicht kleiner ist sie in der Ebene des Rheindeltas (bei Utrecht 160 *m*), die einen großen Teil von Holland bildet. Die gewaltigste durch Flüsse aufgeschüttete Ebene dürfte die Amazonas-Ebene sein; sie besteht, soviel wir heute wissen, nur aus fluviatilen Ablagerungen, deren Bildung z. T. bis ins Eocän zurückreicht. Ausgedehnt ist auch die durch den Mississippi geschaffene Ebene. Nicht alle diese am Meer befindlichen Ebenen fluviatiler Aufschüttung sind

eigentliche Deltas. Denn oft bestehen die Ablagerungen bis weit unter den Meeresspiegel hinab, wie Bohrungen zeigen, nicht aus brakischen Deltabildungen, sondern aus reinen Süßwasserbildungen. Sie enthalten nur Reste einer Land- und Süßwasserfauna und vor allem ganze Torflager. So wechsellagern Flußablagerungen mit Moorbildungen in der Gangesebene bei Luknor bis zu 287 *m* Tiefe, bei Calcutta bis 176 *m*, ebenso in der Poebene bei Porto vecchio bis zu 215 *m* Tiefe. An allen drei Punkten gehen die Süßwasserablagerungen weit unter das heutige Meeresniveau; ihre Bildung ist bei der gegenwärtigen Höhenlage von Wasser und Land undenkbar; sie müssen vielmehr an einer Landoberfläche entstanden und erst nachträglich so tief unter den Meeresspiegel gesenkt worden sein. Besonders die Bildung von Torf unter dem Meeresspiegel ist ganz ausgeschlossen. So wird man zu der Annahme geführt, dass hier gewaltige Senkungsgebiete vorliegen, die während ihrer Senkung von Flußablagerungen allmählich verschüttet wurden. Das gilt auch vom Gebiet der Rheinmündung, dann aber auch für eine ganze Reihe von Ebenen, die in Senkungsfeldern im Innern des Landes auftreten, so für die oberrheinische Tiefebene und für die ungarische Ebene. In beiden Fällen reichen die echten Flußsedimente tief unter das Niveau der begrenzenden Felsschwellen, ja sogar unter das Meeresniveau hinab, ohne dass Spuren einer Ablagerung in einem See vorliegen würden. Wahrscheinlich dürfte überhaupt die Mehrzahl der großen Ebenen fluviatiler Akkumulation einer von Aufschüttung begleiteten Senkung ihr Dasein verdanken.

Aber auch ohne dass eine Dislokation oder eine Deltabildung stattfindet, können im Innern des Landes wie an der Küste durch fluviatile Aufschüttung Ebenen entstehen, wo sich mächtige Schuttkegel aus den Thälern des Gebirges herausbauen. Dieser Art sind die Sandrebenen am Ende großer Gletscher, wie sie in Island häufig angetroffen werden. Die Ebene von München ist eine alte derartige Sandrbildung der Eiszeit.

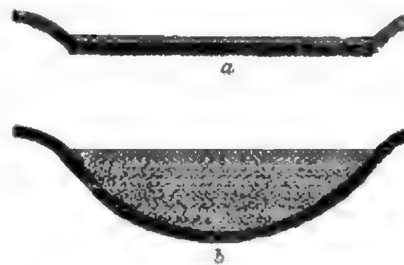
Zum guten Teil äolischen Ursprungs sind die Hohlebenen, deren Bildung uns v. Richthofen kennen gelehrt hat. In den chinesischen Provinzen Schansi und Tschili finden sich inmitten der Gebirge zahlreiche große Einsenkungen, die uns heute als Hohlebenen entgegentreten. «Der Höhenunterschied zwischen den Rändern und der Mitte beträgt oft mehrere Tausend Fuß; aber die Abdachung ist so allmählich, dass das Auge sich keine Vorstellung von der Größe dieser Differenzen machen kann. Zunächst den Gehängen ist der Neigungswinkel am größten; gegen die Mitte hin nimmt er immer langsamer ab.» Der Boden dieser Hohlebenen besteht ganz aus Steppenbildungen — aus Löß; nur in den Schichten, die die randlichen Teile zusammensetzen, begegnet man vom Gebirge abgeschwemmtem Schutt; er tritt jedoch gegenüber den massenhaften Staubablagerungen ganz zurück. In der Mitte des Beckens zeigen sich in wechselnder Horizontalverbreitung lakustre Ablagerungen (Seelöß), wie sie sich aus einem abflußlosen See absetzen. Analoger Entstehung dürften die Ebenen sein, die in den Thälern von Tibet auftreten. Die Hohlebenen

der tunesischen Schotts sind dagegen mehr trocken gelegte Seeböden, zu denen sich Ebenen fluviatiler Akkumulation herabsenken.

Die Schotts leiten uns zu den Ebenen mariner und lakustrer Aufschüttung über. Wie wir gesehen haben, ist der Meeresboden infolge der Aufschüttung der Sedimente größtenteils überaus eben; daher treten uns Teile desselben, die über Wasser geraten sind, als Ebenen entgegen. Das gilt auch von den Böden alter ausgetrockneter Seeen. Dieser Entstehung sind die Ebenen nördlich des kaspischen Meeres, die noch in der Eiszeit von Wasser bedeckt waren; seit der Tertiärzeit haben sich hier mächtige Absätze von Seesedimenten gebildet. Weite Ebenen bildet der Boden des diluvialen Bonnevillesees im großen Becken der Vereinigten Staaten; Salzgehalt zeichnet die Ablagerungen aus. Auch die Unterlage der Ebenen des Tarimbeckens besteht aus mächtigen Seeabsätzen. Als der ebene Boden eines tertiären Meeres, der allerdings nachträglich durch Flußanschwemmungen überdeckt wurde, gilt das Gebiet der Llanos am Orinoco.

Im Gegensatz zu den durch Aufschüttung entstandenen Ebenen sind die ausgearbeiteten Ebenen meist wellig; sie gehen oft in Hügelland über. Auch sind sie lange nicht so verbreitet wie die aufgeschütteten Ebenen. Von unbedeutendem Umfang nur sind Ebenen, die ihre Existenz der seitlichen Erosion eines Flusses verdanken; bei geringer Breite ist ihnen oft eine erhebliche Länge eigen. Ihre Oberfläche ist ganz von einer dünnen Schicht Flußablagerungen bedeckt, so dass sie ohne Bohrungen nicht von Ebenen fluviatiler Akkumulation zu unterscheiden sind (Fig. 152). Solche Ebenen begleiten oft den Unterlauf der Flüsse auf weite Strecken hin.

Fig. 152.



a Ausgearbeitete Ebene, durch seitliche Flußerosion entstanden und mit Kies bedeckt.
b Aufgeschüttete Ebene.
(Nach Penck.)

Wellig sind die Ebenen, die durch flächenhafte Abtragung des Landes entstehen. Wo Gesteine der Abtragung mehr Widerstand leisteten, finden sich flache Rücken, im Bereich weicher Gesteine flache Vertiefungen. Als eine Ebene subaeriler Denudation (Rumpffläche, s. S. 335) betrachten manche die Gefilde Kanadas, die sich sanft gegen den atlantischen Ocean senken. Ebenen litoraler Erosion sind die Abrasionsflächen, die durch die Wirkung der Brandung entstehen. Doch nur wenn mit der Wirkung der Brandung eine allmäliche Senkung des Landes Hand in Hand geht, können so große Abrasionsebenen geschaffen werden, wie sie v. Richthofen aus der geologischen Vergangenheit Chinas geschildert hat. Sie zeigen schon eine gewisse Verwandtschaft mit aufgeschütteten Ebenen, da die Zerstörungsprodukte meist transgredierend auf ihnen zur Ablagerung kamen. Endlich deutet J. Walther in Wüsten manche Ebenen als Ebenen äolischer Denudation. Sie sind auf Gebiete

flacher Schichtlagerung beschränkt. Mächtige Gesteinsschichten sind hier durch Verwitterung zerkleinert und weggeweht worden; dadurch ist eine Schichtfläche bloßgelegt worden, auf der zahllose Kiesel, die Überbleibsel der weggewehten Gesteinsmassen, umherliegen. Beispiele bietet die Sahara.*)

Umwandlungsformen der Ebenen. Auf mannigfache Weise kann der Charakter der Ebenen vernichtet werden; es geschieht das wieder einerseits durch Aufschüttung, andererseits durch Abtragung. Das Resultat ist in dem einen Fall eine Hügellandschaft, im andern eine Thallandschaft.

Dünenlandschaft. Wo Ebenen mit Sand bedeckt sind, der nicht durch Vegetation zusammengehalten wird, da wird dieser zu Dünen zusammengeweht, die den Charakter der Ebenheit ganz vernichten: Es entsteht die Dünenlandschaft. Dünenlandschaften sind überaus verbreitet; nach v. Tillo entfallen auf sie etwa 7% der Landoberfläche; wir begegnen ihnen einerseits in den trockenen Kontinentalgebieten, andererseits an Küsten.

In den Kontinentalgebieten trifft man bald unregelmäßig angeordnete sanft abgeböschte Flugsandhaufen, wie in vielen Teilen Turkestans, bald unzählige, überaus wechselvoll angeordnete Barchane. In zahlreichen Fällen — und zwar gerade in den großen kontinentalen Dünengebieten der Erde — entstehen große Dünenzüge, die eine Länge von 60 *km* und Höhen von 100, ja 200 *m* erreichen können. Ein Zug zieht neben dem andern. Eine solche Dünenlandschaft gleicht einer plötzlich erstarrten wellenbewegten See, nur dass die Züge in der Richtung des Windes gestreckt sind und nicht wie die Kämme der Wellen senkrecht dazu. In der algerischen Sahara streichen sie nach Süden und Südosten, in der libyschen Wüste nach SSE., in Ungarn nach NW. $^1/_{10}$ bis $^1/_9$ der Sahara ist Dünenlandschaft, die hier den Namen Erg (Plural Areg) trägt, ein wahres Sandmeer. Weit verbreitet sind Dünenlandschaften auch in Arabien, desgleichen in Turkestan. Besonders großartig ist die Dünenlandschaft des Tarimbeckens, die noch jüngst Sven Hedin so anschaulich schilderte. Auch die Gobi, Persien, Beludschistan, Nordwestindien, das Innere Australiens und die Kalahari bieten Dünenlandschaften in Fülle. Dagegen treten sie in der neuen Welt mehr zurück. In Europa erscheinen sie in größerer Ausdehnung nur in der kaspischen Niederung und in Ungarn.

Auf vielen Küstenebenen treten Dünen auf, deren Verlauf hier nur von der Erstreckung der Küste und nicht von der Windrichtung abhängt. Die Dünenlandschaft bildet unmittelbar am Gestade meist einen Saum von einigen Kilometern Breite. Die parallelen Wälle erreichen mehrfach über 100 *m* Höhe. Besonders hoch sind sie in Europa an der andalusischen Küste, dann in der Gascogne und in Holland und Jütland,

*) So ganz ausschließlich auf Windwirkung, wie J. Walther meint, dürfte diese Denudation allerdings nicht zurückzuführen sein; manchenorts hat sicher temporär fließendes Wasser mitgewirkt.

hoch auch auf der kurischen Nehrung. Der am meisten landeinwärts gelegene Dünenzug ist der älteste; die folgenden wurden entweder auf neuverlandetem Boden gebildet oder sie entstanden am Strand, während die älteste Düne landeinwärts wanderte, auf dem von jener verlassenen Boden.

Moränenlandschaft. Wo Gletscher sich auf eine Ebene legen, geht diese stets ihrer Vernichtung entgegen. Echte Ebenen fehlen daher im Bereich der diluvialen Vergletscherungen. Das Gelände ist hier durchaus hügelig. Den Saum der Gletschergebiete begleiten mächtige Endmoränenwälle; bald ziehen sie einander parallel, verschiedene Stadien der Gletscher markierend, bald stoßen sie unter spitzen Winkeln zusammen, lösen sich auch wohl in einzelne Hügel auf. Die Wälle können 100, ja 200 *m* Höhe erreichen; zwischen ihnen treten verwickelte Thalungen und häufig mit Wasser erfüllte Becken (Moränenseeen) auf. Die ganze Landschaft — von Desor Moränenlandschaft genannt — ist überaus unruhig. Eine solche Moränenlandschaft, deren Wälle deutlich die Umrisse der alten Gletscherzungen erkennen lassen, begleitet in einem durch die Ausbreitung des Eises bedingten Abstand den Nordfuß der Alpen. Besonders schön ist sie auf dem Boden Bayerns und Schwabens entwickelt, während sie sich in der Schweiz den größeren Formen der Molasseberge und -Thäler unterordnet. Am Südfuß treffen wir sie je am Ausgang eines Thales. Fast das ganze norddeutsche Flachland ist eine Moränenlandschaft, desgleichen der Norden der Vereinigten Staaten, besonders die Umgebung der großen kanadischen Seeen.*) Hier knüpft sich an die Endmoränen die wichtige Wasserscheide zwischen dem Einzugsgebiet des Mississippi und dem des Lorenzstroms.

Die Mächtigkeit der Gletscherablagerungen, die im Bereich der Endmoränen sehr groß ist, wird in der Richtung, aus der der Gletscher kam, immer geringer, und schließlich überzieht nur noch Grundmoräne das Gelände, bald nur wenige Meter mächtig, bald in unregelmäßigen flachen Haufen abgelagert oder auch in eigentümlichen linsenförmigen Hügeln (Drumlins) zusammengehäuft. Auch hier zeigen sich zahllose Becken, ferner glaciale Flußablagerungen. Der Süden Schwedens und die russischen Ostseeprovinzen bieten Beispiele, ferner weite Teile von Kanada. In Finnland tritt vielfach schon mehr der nackte vom Gletscher geschliffene und gebuckelte Felsboden zu Tage (Rundhöckerlandschaft).

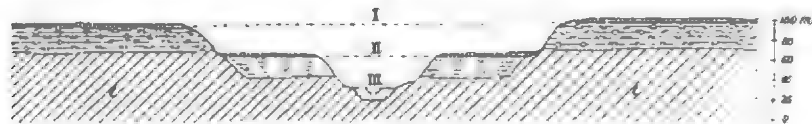
Thallandschaft. Oft spielt die Erosion des fließenden Wassers bei der Umwandlung der Ebenen eine wichtige Rolle. Eine gewaltige nach Norden sich senkende Kiesebene bildete einst Schwaben zwischen dem Südfuß des Jura und dem Nordfuß der Moränen der diluvialen Gletscher; die Ebene war durch die Akkumulation der Gletscherflüsse

---

*) Damit soll nicht gesagt sein, dass vor Ablagerung der Moränen alle diese Gebiete vollkommene Ebenen gewesen seien. Die Rekonstruktion der präglacialen Landschaft ergiebt jedoch durchweg weit geringere Höhenunterschiede, als sie heute hier vorhanden sind, und für weite Flächen in der That Ebenen.

als Sandrebene aufgeschüttet worden. Als dann die Gletscher zurückgingen, hörte die Überladung der Bäche mit Geschieben auf und dieselben Bäche, die früher akkumuliert hatten, tieften nun weite Thäler in die Ebene ein. So wurde diese zerschnitten. Die zweite Eiszeit brachte eine neue Periode der Akkumulation, der dann in der zweiten Interglacialzeit wieder eine Erosionsperiode folgte. Das wiederholte sich in und nach der dritten Eiszeit zum dritten Mal. Das Resultat dieses dreifachen Wechsels von Akkumulation und Erosion ist eine eigentümliche Terrassenlandschaft oder Tafellandschaft, von der Fig. 153 einen Querschnitt

Fig. 153.



Die Terrassenlandschaft Schwabens (nach Penck).
I, II, III Oberfläche der Sandrebene der ersten bezw. der zweiten und der dritten Eiszeit. *t* Tertiär.

giebt. Die Oberflächen der Terrassen sind noch Teile der alten aufgeschütteten Ebenen.

Durch Einschneiden von Flüssen, die z. T. infolge einer Klimaänderung in die Lage kamen, ihre Wasserscheide immer weiter rückwärts zu verschieben, sind in China zahlreiche Hohlebenen angezapft worden; tiefe Schluchten durchschneiden die mächtigen Lößablagerungen, sich aufwärts in zahlreiche Gräben, alle mit senkrechten Wänden, verästelnd. Hier ist die ursprüngliche Ebenheit vollkommen geschwunden und ein wahres Labyrinth von Schluchten mit trennenden, oben ebenen Tafelbergen ist an die Stelle getreten (v. Richthofen). Nur wenn man auf einer Tafel steht, deren Oberfläche ein Überrest der alten Ebene ist, kann man noch deutlich über die Höhen hinweg die einstige Ebene erkennen. Auch hier ist aus der Ebene eine Tafellandschaft geworden.

So wichtig die Thalbildung für die Zerstörung der Ebenen ist, so kann sie doch nur verhältnismäßig hochgelegene Ebenen in feuchten oder doch nicht zu trockenen Klimaten angreifen. Die Tiefebenen sind vor ihr sicher, weil Flüsse ihr Bett nie unter das Meeresniveau einzutiefen vermögen.

Die äolische und die glaciale Akkumulation sowie die Thalbildung sind bei weitem die drei wichtigsten Vorgänge, die zur Vernichtung von Ebenen führen; nur auf beschränkten Gebieten spielen auch andere Vorgänge eine Rolle. Vernichtung von Ebenen durch Dislokationen sind im Lauf der Erdgeschichte oft vorgekommen. Allein die Vernichtung ist hier eine so vollständige, dass die entstehenden Formen nicht mehr als Umwandlungsformen der Ebenen zu betrachten sind. Auch vulkanische Aufschüttung kann lokal zur Vernichtung von Ebenen und zur Bildung einer Berglandschaft führen.

Stufen.

Äußere Eigenschaften. Die Stufe*) charakterisiert sich als ein Steilabfall, an den sich verhältnismäßig ebene Flächen anschließen. In ihrer einfachsten Form zeigt sie einen Querschnitt wie ‾‾|__. Dabei kann die Neigung des Abfalls sehr wechseln. Immer ist die Längserstreckung im Vergleich zur Höhe sehr bedeutend. Jede Stufe hat einen Fuß und eine Kante, die aber nicht immer scharf ausgesprochen sind. Je mehr sich beide verwischen und je geringer die Neigung des Abfalls wird, desto mehr verwischt sich die Stufe. Das Prototyp einer Stufe stellt das Kliff der Flachlandküste dar. Solche Stufen ziehen oft viele Kilometer weit dem Gestade entlang, meist eine Höhe von 20—30 *m* nicht übersteigend. Im Innern des Landes dagegen treten weit höhere Stufen auf. So ist die Rauhe Alb eine allerdings stark zersägte Stufe von rund 400—500 *m* Höhe. Ihrer Größenordnung nach gehört sie schon mehr zu den Formen höherer Kategorie. Im Coloradogebiet Nordamerikas giebt es Stufen von 600—800 *m* Höhe, ja solche von mehr als 1000 *m*. Noch größere Stufen finden sich mehrfach zu den Seiten der großen afrikanischen Gräben (siehe S. 158). Wo mehrere Stufen auftreten, gewinnt die Landoberfläche förmlich das Aussehen einer Treppe, wie im Bereich der Uferlinien des Bonnevillesees (S. 261). Die Verbreitung der Stufen ist lange nicht so allgemein, wie die der Ebenen; sie finden sich einerseits an Küsten, dann in Schollen und Verbiegungsländern; dagegen meiden sie **Faltenländer.****)

Scharf charakterisiert sind häufig die hydrographischen Verhältnisse der Stufen, wenn wir von den kleinen Kliffen absehen. Die Kante größerer Stufen trägt oft eine Wasserscheide, aber meist nur eine sekundäre. Von großen Flüssen werden die Stufen dagegen häufig durchbrochen. So scheidet die Kante der Rauhen Alb die Zuflüsse der Donau von denen des Neckars, wird aber selbst von der Donau gequert. Eine Reihe von Flüssen durchbrechen die prächtigen Stufen der South Downs und der North Downs in Südengland. Solche Durchbrüche sind besonders bei **Denudationsstufen häufig.**

Entstehung und Umbildung der Stufen. Eine häufige Form der Stufen stellt, wie schon erwähnt, das K l i f f, die durch die Erosion der Brandung geschaffene Stufe dar. Die Wogen unterspülen das Gestade, die untergrabenen Teile stürzen ab und so entsteht ein Steilabfall (vgl. S. 259), dessen Böschung je nach der Härte des Gesteins wechselt. Solange das Kliff noch im Zurückweichen begriffen ist, setzt sein Fuß in scharfer Kante gegen den vorliegenden Strand ab; zugleich zeichnet sich der Abfall durch Steilheit aus. Erreicht die Brandung das Kliff nicht mehr, so verflacht

*) Von den Engländern *Escarpment*, von den Amerikanern *Cliff* genannt

**) Stufenförmige Abfälle kommen allerdings auch hier häufig vor, doch nicht selbständig, sondern als Gehänge von Thälern; sie sollen mit diesen besprochen werden.

sich die Stufe allmählich und geht unter dem Einfluss der Abspülung schließlich in ein sanft geneigtes Gehänge über.

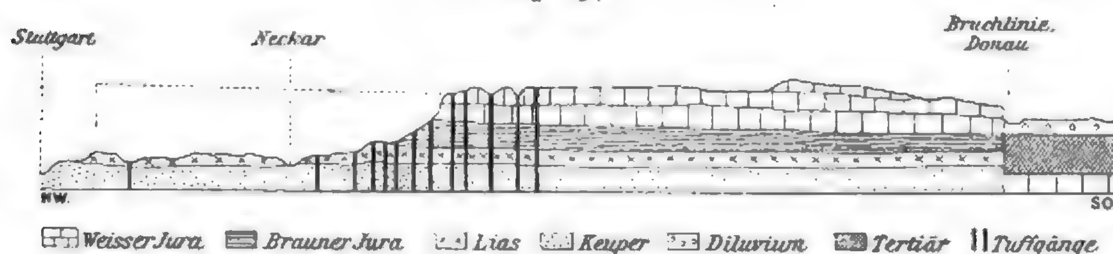
Nicht selten führt die seitliche Erosion eines Flusses zur Herausbildung einer Stufe. Der Erdrotation wegen drängt die Wolga in ihrem Unterlauf stets nach Westen, sie unterspült hier ihr Ufer, das sogenannte Bergufer, und dieses tritt uns daher als eine 100—200 *m* hohe Stufe entgegen.*)

Weit wichtiger sind die durch Denudation entstandenen Stufen, die Denudationsstufen oder Schichtstufen. Sie sind an das Auftreten flach fallender oder auch horizontal liegender, harter und zugleich meist wasserdurchlässiger Schichten (Sandstein, Kalkstein) geknüpft, in deren Liegendem sich weichere Gesteine finden. Zeigen sich mehrere harte Schichten mit zwischenlagernden weichen, so knüpft sich an jede nur einigermaßen mächtige harte Schicht eine Stufe. Als Typus einer Denudationsstufe kann die Rauhe Alb gelten. Nähert man sich ihr vom Norden her, so tritt sie uns als scharf ausgesprochener, 4—500 *m* hoher Steilabfall entgegen. Hat man die Höhe erstiegen, so blickt man auf eine überaus flach nach Süden fallende gewellte Fläche, die von weißem Jura (Malm) zusammengesetzt ist. Am Abfall streicht unter dem Malm brauner Jura aus, z. T. eine sekundäre Stufe bildend. Auf der Fläche nördlich der Alb, die im wesentlichen aus Trias aufgebaut ist, ruht in wechselnder Mächtigkeit Lias. Der steile Abfall ist eine Folge der Widerstandsfähigkeit der Malmdecke, die wegen ihrer Härte und ihrer Wasserdurchlässigkeit der Abspülung nur sehr wenig unterliegt. Die weichen Schichten im Liegenden werden durch die Denudation stark abgetragen, und so wird die Malmdecke untergraben; sie stürzt in großen Blöcken ab. Dadurch weicht der Steilabfall allmählich südwärts zurück. Das geschieht aber nicht gleichmäßig, sondern je nach der Anordnung der Bäche, die Schluchten in die Kante einnagen, hier rascher, dort langsamer. Infolgedessen ist der Rand der Malmdecke im Grundriss gezahnt: bald springt er vor, an anderen Stellen tritt er zurück. Ja, es sind sogar ganze Vorsprünge vom Rand abgetrennt worden; als Tafelberge erheben sie sich vor dem zusammenhängenden Steilrand und verwischen z. T. den Charakter der Stufe. Solche abgetrennte Tafelberge, wie Hohenzollern und Achalm, werden passend als Zeugen bezeichnet, zeugen sie doch in der That von der früheren Ausdehnung der Juratafel. Da die Zeugen verhältnismäßig rasch der Denudation erliegen, treffen wir sie nur in der Nähe des heutigen Steilrandes. Trotzdem steht es fest, dass die Malmdecke sich einst sehr viel weiter nach Norden erstreckte. Das hat Branco's Untersuchung der mit Tuff erfüllten Vulkanschlote dargethan, die durch Explosionen als mehr oder minder vertikale Röhren in der Miocänepoche durch die Gesteine der Alb gesprengt wurden. Sie enthalten die Trümmer sämtlicher Gesteine,

*) Wo die seitliche Erosion eines Flusses beide Ufer angreift, so dass es zur Ausbildung einer rechten und einer linken Stufe kommt, spricht man besser nicht von zwei Stufen, sondern von einem Thal.

die sie durchsetzen, vom krystallinischen Gestein im Liegenden bis zum Malm, der bei weitem überwiegt. Das gilt auch von den Schloten am Fuß der Alb. Sogar in einem Schlot unweit Stuttgart, bei Scharnhausen, volle 23 *km* vom heutigen Rand der Alb entfernt, sind Malmblöcke gefunden worden; sie beweisen schlagend, dass bei der Entstehung des Schlots die Malmdecke 23 *km* weiter nach Nordwesten reichte als heute. Um diesen Betrag mindestens ist hier seit der Miocänzeit die Stufe nach Südosten zurückgewichen.

Fig. 154.



Profil durch die Rauhe Alb (nach Branco).

Die gestrichelte Linie stellt die frühere Ausdehnung der Stufe dar, wie sie durch die Malmvorkommnisse im Tuffgang von Scharnhausen erwiesen ist.

Ausgezeichnete Denudationsstufen treffen wir im Gebiete des englischen Wealden. Die Schichten sind hier zu einem überaus flachen Gewölbe aufgebogen (vgl. Fig. 77, S. 169). Nachdem die höchstgelegenen Partieen der deckenden harten Kalkbank der oberen Kreide abgetragen waren, nach den einen durch Abrasion, nach den anderen durch Denudation, erniedrigte die Denudation verhältnismäßig rasch das Gelände im weichen Kern des alten Gewölbes, während links und rechts der Kreidekalk sich hielt und zwei einander zugewendete Stufen bildete; diese rückten in dem Maß allmählich zurück, als sie durch die im weichen Gestein rasch zur Tiefe arbeitende Denudation untergraben wurden. Heute treten sie uns als North-Downs und South-Downs entgegen.*) Außer diesen beiden großen Stufen zeigen sich zwei kleinere, die sich an den als Sandstein entwickelten untern Grünsand knüpfen. Denudationsstufen dieser Art schlingen sich ebenfalls um das Pariser Becken, dabei ihren Steilabfall nach außen wendend. Auch in Lothringen zeigen sich derartige Stufen. In Südwestdeutschland treten sie auch außerhalb der Rauhen Alb mehrfach auf; so fällt der Keuper in einer Stufe gegen das mittlere Main- und Neckargebiet ab.

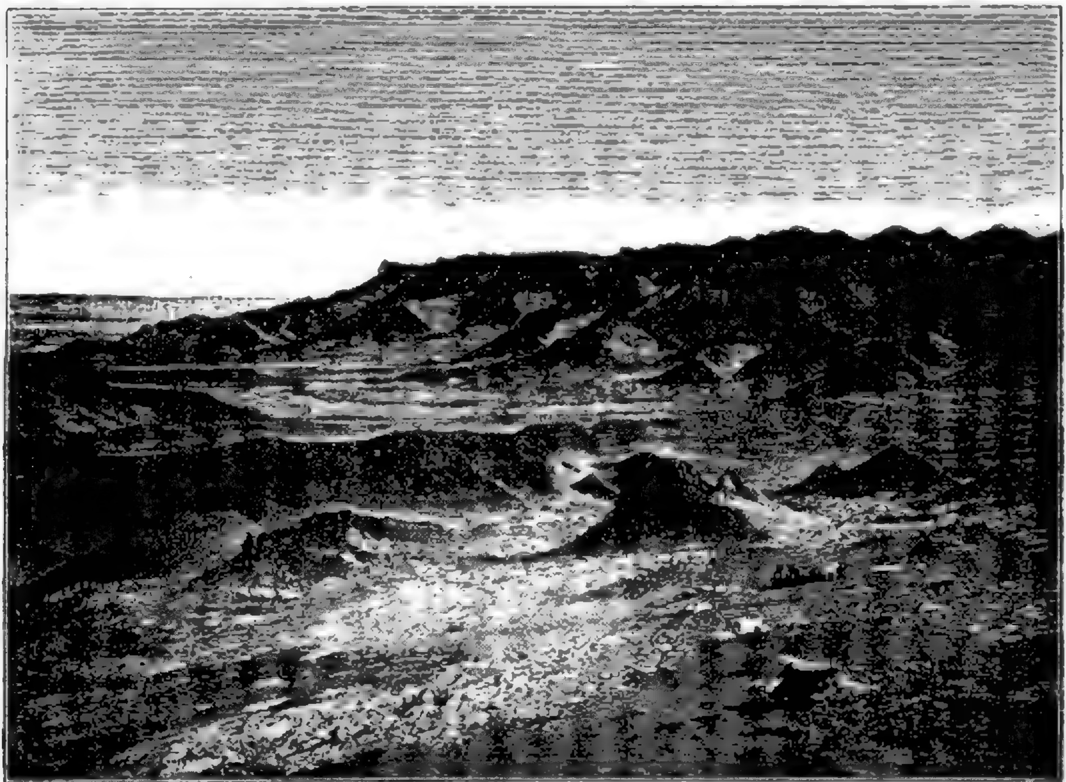
Großartig sind Denudationsstufen in der Sahara entwickelt. J. Walther führt ihre Bildung hauptsächlich auf den Wind zurück. Dieser trägt das Land allmählich ab, indem er die Produkte der Verwitterung fortweht. Auch fließendes Wasser, so selten es vorhanden ist, beteiligt sich an der Abtragung. Der Verwitterung wiederstehende, im Hangenden von

*) Diese Anschauung wurde zuerst von Greenwood (1857) vertreten; sie gelangte später durch A. C. Ramsay (1864) allgemein zur Geltung.

weichen Schichten auftretende Bänke bilden dabei stetig zurückweichende Stufen. Häufig treten abgetrennte Teile einer solchen Stufe als Zeugen auf.

Solange eine Schichtstufe im Zurückweichen ist, solange erneuert sich ihr Abfall durch Abbruch immer wieder; er bleibt steil. Allein schließlich hat das Zurüchweichen doch ein Ende, besonders wenn die Schichten flach von der Stufe weg fallen. Denn je mehr die Denudation das Land erniedrigt hat, desto langsamer arbeitet sie. Genügt das Gefälle der Wasserläufe endlich nicht mehr zur Fortschaffung der von der Stufe abbröckelnden Trümmer und ist auch die Erosionswirkung des

Fig. 155.



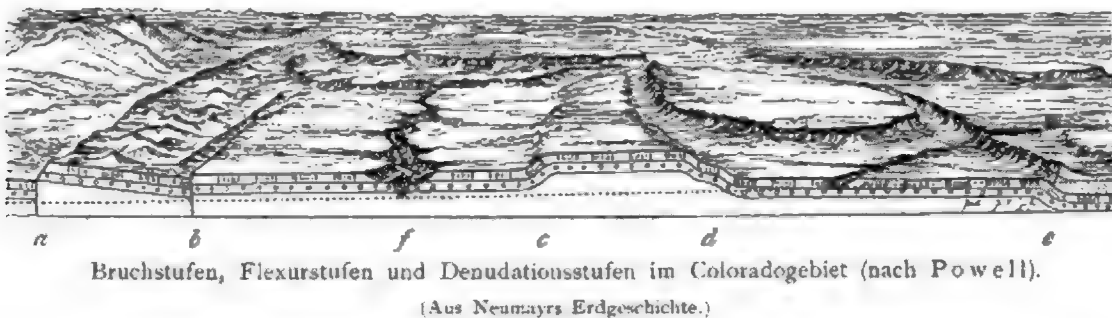
Denudationsstufe in der libyschen Wüste bei der Oase Dachel.
(Nach einer Photographie von G. Rohlfs.)

Windes durch reichliche Vegetation gehemmt, so bleiben sie liegen und hüllen als permanente Schutthalden den Fuß der Stufe und damit das weiche Gestein ein, dessen Fortführung die Stufenbildung veranlasste. Die Böschung der Stufe wird in Zukunft nur noch durch Abspülung gemindert, die Kante weicht zurück, während der Fuß seine Lage behält: so wird die Stufe abgetragen. Schließlich bezeichnet nur noch eine schwache, teils aus Fels, teils aus Schutt bestehende Anschwellung die Stelle, wo die früher stufenbildende Schicht an der Oberfläche ausgeht: Die Stufenlandschaft hat sich durch Denudation in eine wellige Hügellandschaft oder sogar in eine wellige Ebene verwandelt. Erreicht wird dieses Resultat allerdings erst, nachdem das Land fast ganz bis zur Höhe

der Erosionsbasis, also in der Mehrzahl der Fälle bis zum Meeresspiegel abgetragen ist.

Seltener als Denudationsstufen sind Stufen, die sich ausschließlich und direkt auf einen tektonischen Vorgang, auf einen Bruch oder eine Flexur zurückführen. Großartige Beispiele von Bruchstufen, sowie der ihnen sehr nahe stehenden Flexurstufen weist das Coloradogebiet der Vereinigten Staaten von Nordamerika auf. Figur 156 zeigt neben zahl-

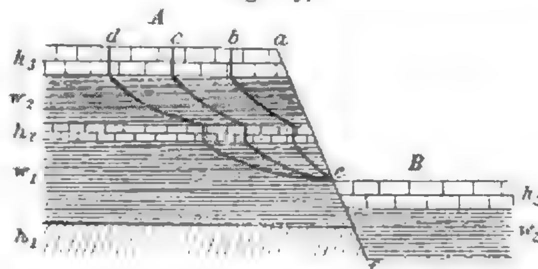
Fig. 156.



Bruchstufen, Flexurstufen und Denudationsstufen im Coloradogebiet (nach Powell).
(Aus Neumayrs Erdgeschichte.)

reichen Denudationsstufen bei *a* und *b* deutliche Bruchstufen: nahezu in ihrem vollen Betrage äußert sich die Verwerfung an der Oberfläche. Bei *c* und *d* finden sich Flexurstufen. Aber neben solchen direkt in ihrer heutigen Form durch Dislokationen verursachten Stufen treten in großer Zahl auch andere auf, die sich an Dislokationen knüpfen, aber gleichwohl ihre heutige Form der Denudation verdanken. So ist z. B. die Flexur bei *c* nicht durch eine nach rechts schauende Flexurstufe markiert, sondern vielmehr von einer nach links schauenden Denudationsstufe begleitet. Der Bach links hat hier große Gesteinsmassen abgetragen und dabei eine Denudationsstufe geschaffen. Ist in diesem Fall der Zusammenhang mehr zufällig, so ist doch oft direkt nachzuweisen, dass eine Denudationsstufe aus einer Bruchstufe entstanden ist. Wie dieser Vorgang sich vollzieht, zeigt Fig. 157. Die ursprüngliche Böschung der Stufe entsprach hier der Verwerfung; als durch Abspülung und Abbruch diese Böschung sich zu mindern begann, trat der Gegensatz der widerstandsfähigen und der leicht zerstörbaren Schichten in Wirksamkeit und es entstanden im Bereich der harten Schichten zwei Denudationsstufen. Auch hiefür weist das Coloradogebiet zahlreiche typische Beispiele auf. Überhaupt kann als Regel gelten, dass tektonische Stufen nur dort einigermaßen von Bestand sind, wo sie oberflächlich von sehr widerstandsfähigen

Fig. 157.



Entstehung einer Denudationsstufe aus einer Bruchstufe.
h_1, h_2, h_3 harte Schichten; w_1, w_2 weiche Schichten; *af* Verwerfung; *ae* Bruchstufe, aus der allmälich die Denudationsstufe *be*, dann *ce* u. s. w. hervorgeht.

Gesteinen gebildet werden. Fehlen solche, so wird die Stufe bald abgeflacht, von zahlreichen kurzen Thälern zerschnitten und in dieser Weise in eine Thallandschaft verwandelt. Beispiele hiefür bieten Schwarzwald und Vogesen, deren ursprüngliche Natur als einander gegenübergestellte Bruchstufen durch die Thalbildung vollkommen verwischt ist. Weniger ist das z. T. beim Erzgebirge der Fall, dessen nach Süden schauender Steilabfall noch immer eine deutliche Stufenform hat. Auch die große Flexurstufe des Nankaugebirges, die v. Richthofen beschreibt, ist durch Thäler z. T. schon als Stufe verwischt. Prachtvoll erhalten sind dagegen auf weite Strecken die Bruchstufen, die die großen afrikanischen Gräben begleiten. Mauerförmig fällt nach O. Baumann am Manjarasee das 1800—2000 *m* hohe Tafelland zur Sohle des Grabens ab.

Gegenüber den durch Erosion, Denudation oder Bruch entstandenen Stufen treten die durch Akkumulation gebildeten auf dem Land ganz zurück. Genannt seien über Wasser geratene Strandlinien, deren Halden Stufen bilden, die jedoch in feuchten Klimaten verhältnismäßig rasch der Abtragung erliegen. Nur in trockenen Regionen wie im großen Becken halten sie sich länger (vgl. Fig. 135, S. 261). Beständiger sind Stufen, die von über Wasser gehobenen Korallenriffen gebildet werden. Die Sundawelt und die Inseln der Südsee bergen manche Beispiele.

Berge.

Mehr oder minder isolierte ringsum abfallende Erhebungen nennt man Berge. Kleine Berge heißen Hügel.*) Jeder Berg hat einen Gipfel, Gehänge und einen Fuss, in dem er sich gegen seine Umgebung absetzt. Die Form der Berge ist überaus verschieden. Ist der Gipfel eben und setzt er dabei in mehr oder minder deutlicher Kante gegen die Gehänge ab, so spricht man von einem Tafelberg. Ist der Gipfel zugerundet, wie meist in den Mittelgebirgen, so hat man es mit einer Kuppe zu thun, ist er zugeschärft, mit einer Spitze. Oft ist er länglich und heißt dann, wenn er gerundet ist, Rücken, wenn er scharf ist, Schneide. Den isoliert sich erhebenden Bergen nahe stehen die Kämme, mehr oder minder zusammenhängende, langgestreckte Vollformen, die links und rechts von Thälern begrenzt werden, und in mannigfacher Weise mit einander verwachsen. Grate heißen sie, wenn sie zugeschärft sind, Rücken bei gerundeten Formen. Die kulminierenden Punkte eines Kammes heißen Gipfel, die zwischenliegenden Vertiefungen Pässe (Kammpässe).

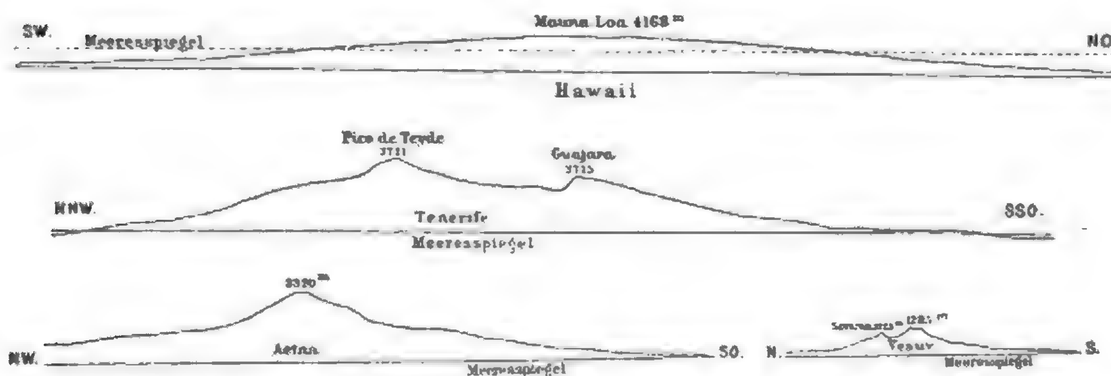
Entstehung der Berge. So mannigfach die Formen der Berge sind, so mannigfach ist ihre Entstehung. Dass durch äolische und durch glaziale Akkumulation kleine meist langgestreckte Berge aufgeworfen werden, haben wir bereits dargestellt; es sind die Rücken der Dünenlandschaft

*) Eine scharfe Grenze zwischen Berg und Hügel zu ziehen, ist nicht durchführbar. Die Begriffe sind eben relativ. Im norddeutschen Tiefland heißt manche Erhebung schon Berg, die in einem Gebirgsland nur als Hügel bezeichnet werden würde.

und der Moränenlandschaft. Nur selten erreichen solche Berge eine nennenswerte Höhe. Von weit größerer Bedeutung sind **Berge vulkanischer Akkumulation.** Mit ihnen müssen wir uns etwas eingehender befassen.

Überall wo Magma, sei es als Lava, sei es als vulkanischer Auswurf, aus dem Schoß der Erde an die Erdoberfläche befördert wird, häuft es sich rings um die Mündung des Eruptionskanales auf und bildet so Berge, die meist eine kegelförmige Gestalt und auf dem Gipfel eine beckenförmige Vertiefung, den Krater, besitzen. Die Form bleibt in der Regel ziemlich intakt, so lange der Vulkan sich in Thätigkeit befindet. Schon eine einzige Eruption vermag einen kleinen Berg aufzuschütten, wie den Monte Nuovo bei Neapel im Jahre 1538, und gewaltige von breiter Basis aus hoch emporstrebende Vulkankegel bauen sich auf, wenn aus einem Schlot eine ganze Reihe von Eruptionen erfolgen, wie z. B. am Ätna. Bei reinen Ascheneruptionen bilden sich Tuffvulkane, die nur aus aufgeschütteten

Fig. 158.



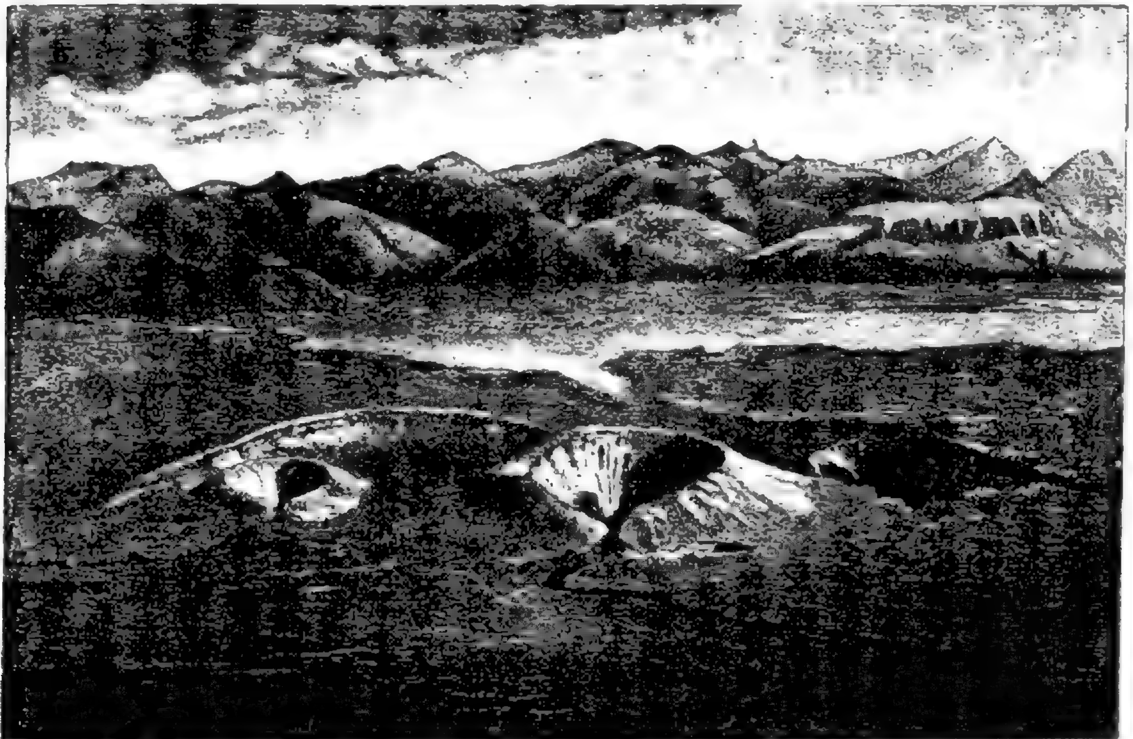
Profile von Vulkanen in gleichem Maßstab für Höhe und Länge (nach **Penck**).
Hawaii 1 : 2 500000, die anderen 1 : 500000.

Auswürfen bestehen, bei Lavaeruptionen Lavavulkane. Häufiger sind Vulkanberge, die sowohl aus Lava als aus Auswürfen bestehen. Zähflüssige Lava, die sich über dem Vulkanschlot staut, läßt stets einen glockenförmigen Berg entstehen. Ist die Lava dünnflüssig, so bilden sich überaus flache schildförmige Erhebungen wie auf den Hawaischen Inseln. So beträgt die Böschung des Mauna Loa trotz seiner gewaltigen Höhe (4168 *m* über dem Meer, 8000 *m* über dem Meeresboden) nur wenige Grade (nach W. 6°43′, nach NO. 3°51′); dabei ist sein Durchmesser an der Basis 70—80 *km*. Noch flacher sind manche Lavavulkane Islands. Im Gegensatz dazu besitzen Vulkane, die aus Auswürfen allein oder aus Auswürfen und Lavaergüssen bestehen, eine mehr schlank kegelförmige Gestalt. Stets ist der obere Teil steiler als der untere. So ist die Böschung am Pik von Pico auf den Azoren nach **Hartung** oben 35°, weiter unten 20° und schließlich verschmilzt der Fuß mit einem Winkel von 3° in die Basis.*)

*) Zeichnungen übertreiben fast stets die Böschungswinkel der Vulkankegel.

Nicht alle Vulkankegel sind allseitig ausgebildet, manche wurden schon bei der Eruption teilweise zerstört. Wenn die Lava, die im Verlauf der Eruption den Krater erfüllt, den Aschenkegel nach einer Richtung durchbricht, so entsteht ein geöffneter Krater (Fig. 159). Häufig zerstört auch die Explosion, die nach längerer Ruhepause dem Magma den Weg nach oben wieder öffnet und so die Eruption einleitet, zum Teil den alten Krater. Es bildet sich entweder an der Spitze oder an den Flanken des Berges ein Explosionskrater von mehr oder minder rundlicher, zuweilen

Fig. 159.



Ineinander geschachtelte Vulkankegel auf dem Boden des alten Bonneville-Sees (nach Gilbert).

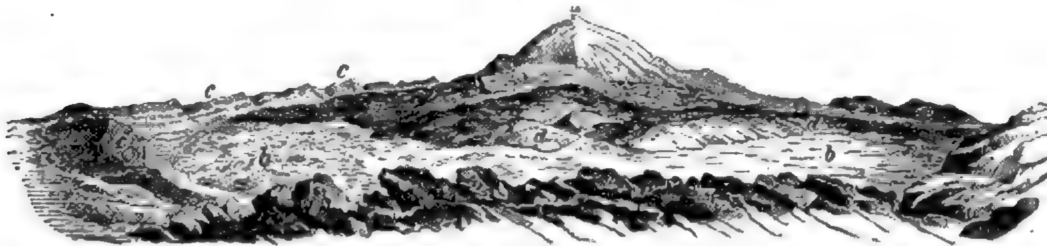
Der zurückliegende Kegel ist der älteste. In der durch eine Explosion in ihm ausgesprengten Caldera kamen die beiden vorderen Kegel zur Ablagerung; beide sind geöffnet und haben Lavaströme durch die Bresche gegen den Vordergrund hin ergossen.

auch länglicher Gestalt, Caldera genannt. Oft erreicht ein solcher Explosionskrater weit größere Dimensionen als ein gewöhnlicher, durch allseitige Aufschüttung entstandener Aufschüttungskrater. Die Caldera am Pik von Tenerife hat z. B. einen Durchmesser von 13—20 *km*. Folgt der Explosion keine Eruption, so bleibt die Caldera leer; meist aber baut sich in ihrer Mitte ein neuer Aschenkegel auf, so inmitten der Caldera des Pik von Tenerife der Pico de Teyde (Fig. 160). Wo die Caldera mehr seitlich im alten Kegel ausgesprengt wurde, ist von diesem oft nur ein Teil stehen geblieben, wie der Monte Somma beim Vesuv. Der neu aufgeschüttete Kegel legt sich dann unregelmäßig zum alten Kegel an.

Der Raum zwischen dem inneren Rand der Caldera und dem neuen Vulkankegel heißt Atrio (Fig. 160).

So lange immer wieder neue Eruptionen am Vulkankegel weiterbauen, treten die Wirkungen des fließenden Wassers an seinen Gehängen zurück. Doch bilden sich schon in längeren Zeiten der Ruhe tiefe, radial

Fig. 160.



Ansicht des Pics von Tenerife: *a* Pico de Teyde, *c c c* Rand der Caldera (des Explosionskraters), *b b* Hochfläche (Atrio) zwischen dem Rande des Explosionskraters und dem neuen Kegel *v*, *d d* Lavaströme, die sich im Atrio ausgebreitet haben.

vom Gipfel ausstrahlende Schluchten, Barrancos genannt, die sich rückwärts zuweilen bis in die Caldera einschneiden. Durch sie gewinnt das Gehänge ein geripptes Aussehen (Fig. 161). Erlischt die vulkanische Thätigkeit, so fällt der Vulkankegel allmählich der Denudation anheim. Die Barrancos werden immer tiefer, der oberste Teil des Kegels wird zerschnitten und abgetragen und in zahllose kleinere Gipfel zerlegt.

Fig. 161.

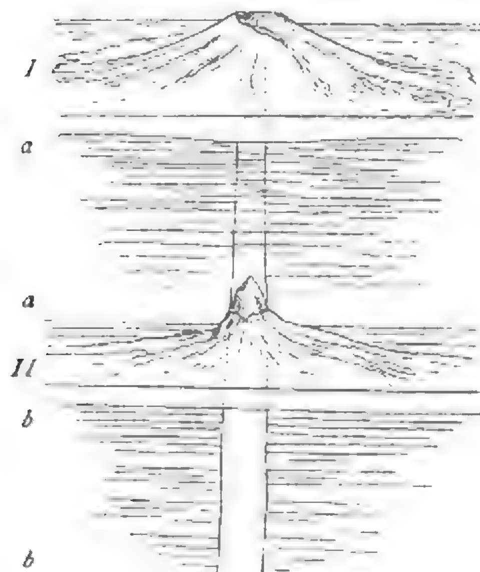


Mount Egmont auf Neu-Seeland mit Barrancos am Gehänge (nach v. Hochstetter).

Dieses Stadium stellen die tertiären Riesenvulkane der Auvergne, der Cantal und der Mont Dore, dar, wo zwar noch die unteren Teile der Gehänge, von den eingeschnittenen Thälern abgesehen, leidlich in ihrer ursprünglichen Neigung erhalten sind, während der obere Teil abgetragen ist. Schreitet die Denudation weiter, so fällt ihr der ganze Vulkankegel zum Opfer; nur der mit Lava ausgefüllte Schlot des Vulkans erhält sich in Form einer Kuppe infolge der großen Widerstandsfähigkeit der Lava.

Dieser Art sind die Basaltkuppen am Fuß der Rauhen Alb Schwabens. Mag auch die Denudation noch so viel Gestein entfernen, das Ausgehende des Schlots markiert sich seiner Härte wegen jeder Zeit als eine Erhebung (Fig. 162).

Fig. 162.



Denudation eines Vulkans (nach Davis.)
I ursprüngliche Landoberfläche mit unverletztem Vulkankegel;
a a weggeführte Gesteinsmasse von unbestimmter Mächtigkeit;
II spätere Landoberfläche, an der sich das Ausgehende der Lavaausfüllung des Schlots als Berg äußert;
b b noch nicht abgetragene Schichten.

Im Gegensatz zu den aufgeschütteten Bergen sind Berge, die ihre Entstehung Dislokationen verdanken, (aufgebaute Berge) sehr selten, obwohl sowohl durch Verwerfungen als auch durch Faltung Berge entstehen können (Horstberge und Antiklinalberge). Die durch Dislokationen geschaffenen erhabenen Formen sind fast stets zu ausgedehnt, als dass man sie als Berge bezeichnen könnte: sie bilden Gebirge. Als durch eine Aufwölbung der Schichten entstandene Berge ließen sich die Henry Mountains betrachten, wenn nicht die Ursache der Emporwölbung eine vulkanische Intrusion gewesen wäre; sie müssen deswegen den vulkanischen Bergen zugezählt werden (Lakkolithberge).

Bei weitem die größte Zahl der Berge gehört zu den ausgearbeiteten Formen; es sind Reste, die stehen blieben, entweder während links und rechts Thäler eingetieft wurden (Berge fluviatiler Erosion oder Kämme) oder weil sie, aus widerstandsfähigen Gesteinen bestehend, nicht so rasch abgetragen werden konnten wie ihre Nachbarschaft (Denudationsberge). Bei ihrer engen Beziehung zur Thalbildung sollen sie erst weiter unten im Abschnitt über Thallandschaften behandelt werden.

Thäler.

Definition und allgemeine Eigenschaften. Thäler sind langgedehnte, dabei verhältnismäßig schmale Einschnitte der Landoberfläche, die ein gleichsinniges Gefälle besitzen. Durch das gleichsinnige Gefälle unterscheiden sie sich von den Thalungen. Jedes Thal hat zwei Gehänge und eine Thalsohle (Thalboden). Am oberen Ende eines Thales schließen sich oft beide Gehänge zu einem Hintergehänge, einem Thalschluß zusammen; solche Thäler heißen geschlossene Thäler; sie sind überaus scharf von ihren Nachbarthälern getrennt. Den geöffneten Thälern fehlt dagegen ein Hintergehänge; beide Gehänge setzen sich hier unmittelbar aus einem Thal in das andere fort und als Grenze der Thäler gegeneinander erscheint nur eine flache Anschwelllung, die oft kaum sichtbar ist.

Zwischen geschlossenen und geöffneten Thälern giebt es alle möglichen Übergänge. Blind nennt man Thäler, deren Gehänge sich am unteren Ende des Thales zusammenschließen; das fließende Wasser verschwindet hier in der Regel in einer Höhle.*) Als Durchbruchthal oder Durchgangsthal wird ein Thal bezeichnet, dessen Gehänge sich weder am oberen noch am unteren Ende zusammenschließen, und in das der Fluß, der es durchfließt, von außen eintritt, um es am unteren Ende wieder zu verlassen. (Beispiel: Durchbruchthal des Rheins durch das rheinische Schiefergebirge.)

Es giebt Thäler, die nur 20 oder 30 *m* tief sind, aber auch solche, deren Gehänge die Thalsohle um 4000 *m* überragen. Manche Thäler zeigen Mäanderform, wie das Thal der Mosel und das der Maas im rheinischen Schiefergebirge. Solche Thäler treten zum Streichen der Schichten, die ihr Gebiet zusammensetzen, in von Punkt zu Punkt wechselnde Beziehungen. Anders die mehr gradlinigen Thäler.**) Ziehen diese quer zum Streichen der Schichten und damit in der Regel auch zum Streichen des Gebirges, so spricht man von Querthälern. Fallen Thalrichtung und Streichen ungefähr zusammen, so hat man es mit einem Längsthal zu thun.

Fast immer treten Thäler gesellig zu einem Thalsystem vereinigt auf. Ein Thalsystem hat stets ein gleichsinniges Gefälle, so dass man von jedem Punkt desselben, der Thalsohle folgend, an das untere Ende des Thalsystems gelangen kann.

Entstehung der Thäler. Der ursächliche Zusammenhang zwischen den Thälern und den in ihnen abwärtsrinnenden Flüssen ist schon im vorigen Jahrhundert klar ausgesprochen, wenn auch nicht allgemein anerkannt worden. 1746 trat der Schweizer Sulzer dafür ein und 1774 entwickelte der Franzose Guettard die Lehre von der Abtragung der Gebirge durch Regen und Flüsse. 1781 stellte Giraud-Soulavie eine Reihe von Beweisen für die Thalbildung durch Flußerosion aus der Auvergne zusammen. Hutton, Playfair, Montlosier und zum Teil auch Werner verfochten die gleiche Anschauung. Obwohl sie seit jener Zeit nie ganz verlassen worden ist, wurde sie doch durch die Einbürgerung der Erhebungstheorie der Gebirge und durch die Katastrophenlehre stark zurückgedrängt. Man faßte die Thäler als bei der Erhebung der Gebirge aufgerissene Spalten auf oder nahm mit Cuvier mächtige Fluten an, die katastrophenartig die Thäler geschaffen haben sollten. Heute sind all diese Lehren als Irrlehren verlassen und die alte Erosionstheorie, die die Thäler als das Werk der heute in ihnen rinnenden Gewässer ansieht, ist wieder allgemein in ihre Rechte eingesetzt worden, besonders spät in Mitteleuropa und in den Alpen, wo eigentlich erst die Arbeiten von Rütimeyer und Heim vollständig mit den Spaltenhypothesen aufgeräumt haben.

---

*) Vgl. S. 347.

**) Ganz gradlinig sind freilich auch sie nicht, wie das koulissenartige Vorspringen der Gehänge zeigt, das jedem im Thal Wandernden auffällt.

Die Beweise für die Entstehung der Thäler durch die Erosion des fließenden Wassers sind augenfällig. Bemerkenswert ist zunächst das Zusammenfallen der Verbreitung der Thäler mit der der Flüsse. Überall wo in höher gelegenen Teilen des Landes Flüsse vorhanden sind, da finden sich auch Thäler. Wo dagegen, wie in vielen Gegenden der Wüsten, fließendes Wasser fehlt und seit langer Zeit gefehlt hat, da fehlen auch Thäler. Selbst im einzelnen zeigt sich dieses Zusammenfallen darin, dass die regenreiche Seite eines Gebirges stets weit besser entwickelte Thäler hat als die regenarme (Krümmel). So ist die von den heftigen Monsunregen benetzte Südseite des Himalaja stark durchthalt, die trockene Nordseite dagegen weit ärmer an Thälern. Nicht minder beweisend ist der gewundene Verlauf, den die Mehrzahl der Thäler, besonders aber die Mäanderthäler besitzen; er ist eine Folge der Neigung der Flüsse zu schwächerer oder stärkerer Serpentinenbildung. Auch die Anordnung der Thäler eines Thalsystems, besonders die Verästelung, die nach oben hin sich geltend macht, entspricht dem, was wir von der Anordnung abfließender Wasseradern wissen. In gleicher Richtung weist das Längsprofil aller Thäler mit seinem gleichsinnigen Gefälle, kennen wir doch außer dem fließenden Wasser keine einzige Kraft, die ein gleichsinniges Gefälle auszuarbeiten vermöchte.

Aber auch streng-geologische Beweise für den erosiven Ursprung der Thäler sind nicht selten zu beobachten. In engen schluchtartigen Thälern lassen sich die Spuren der Auswaschung durch das fließende Wasser oft noch in Gestalt von Nischen hoch über dem Flußspiegel erkennen (Fig. 106 S. 224). Zuweilen finden sich in weiten Thälern Lager von Flußgeröll und Auswaschungen in Form von Terrassen hoch oben am Gehänge, als Beweis dafür, dass der Fluß einst höher oben floß, der Thalboden also höher lag als heute; sie zeugen von einer allmählichen Eintiefung der Thäler. Solche Erosionsspuren sind in den großen Thälern des Himalaja, im Oberlauf des Ganges, des Indus und des Satledsch bis zu einer Höhe von 900 *m* über dem heutigen Thalboden beobachtet worden. Im Reußthal glaubt sie Heim sogar bis zu 1500 *m* Höhe verfolgen zu können.

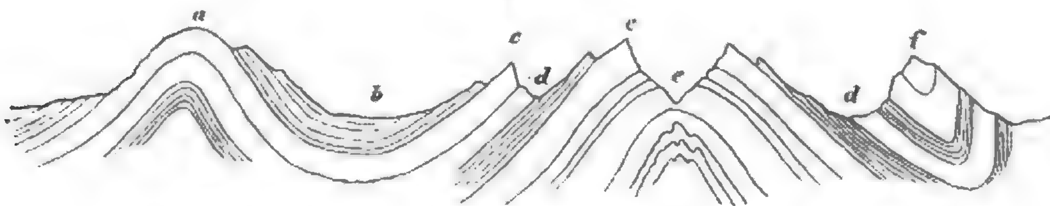
Gegen die Spaltennatur der Thäler spricht von vornherein der Umstand, dass die Schichten an beiden Gehängen einander in den meisten Fällen genau entsprechen, so dass von einer das Thal bedingenden Dislokation nichts zu sehen ist. Alles weist vielmehr darauf hin, dass hier einfach ein Stück Gestein aus dem Zusammenhang herausgenommen ist, wie das auf Fig. 156 S. 309 bei *f* zu erkennen ist. Wir brauchen auch nicht zu großen Fluten unsere Zuflucht zu nehmen; denn betrachtet man die Wirkungen, die das fließende Wasser in kurzer Zeit vor den Augen des Menschen auf seinen Untergrund auszuüben vermocht hat,*) so schwindet jeder Zweifel daran, dass bei genügend langer Dauer der Arbeit selbst die tiefsten Thäler von Flüssen ausgefurcht sein können. Man vergleiche

*) Vgl. oben S. 224.

Gräben, die wie die Wildbachgräben auf Fig. 120 S. 236, sicherlich ein Werk der Erosion des fließenden Wassers sind, mit einer Thallandschaft, wie sie die Karte S. 330 darstellt, und man wird überrascht sein von der Übereinstimmung der Formen und nicht umhin können, auch die Entstehung der Thallandschaft auf die Thätigkeit des fließenden Wassers zurückzuführen. Die Thäler in ihrer Gesamtheit gehören also durchaus zu den ausgearbeiteten Formen; sie sind nichts anderes als die Abflußrinnen des fließenden Wassers und von ihm geschaffen.

Damit soll nicht gesagt sein, dass nicht manche Thalstrecke anderer Entstehung ist; aber auch hier ist das gleichsinnige Gefälle ein Werk des fließendes Wassers und nur die Anlage des Thales führt sich auf andere Vorgänge zurück. Denn diese können immer nur Thalungen, also wenn man will, Thäler ohne gleichsinniges Gefälle, aber nie echte Thäler schaffen. So läßt die Aufschüttung von Moränen und von Dünen häufig zwischen den einzelnen Wällen Thalungen frei. Auch Einstürze, wie sie im höhlenreichen Karst mehrfach vorkommen, führen zur Bildung von Thalungen. Eine 10 *km* lange Thalung wurde 1886 auf Neuseeland durch die Taraveraeruption in der Erdkruste ausgesprengt. Dislokationen

Fig. 163.



Tektonische Kämme und tektonische Thäler im Faltengebirge (nach Heim).
a Antiklinalkamm, *b* Synklinalthal, *c* Monoklinalkamm (Isoklinalkamm), *d* Monoklinalthal (Isoklinalthal), *e* Antiklinalthal, *f* Synklinalkamm.

können ebenfalls Thalungen schaffen, so die Bildung einer Synklinale oder das Einsinken eines leistenförmigen Stückes Erdrinde in Form eines Grabens.*) Wenn auch solche tektonische Vorgänge mehrfach zur Herausbildung einer Thalung und so zur Entstehung eines Thales geführt haben, so ist doch ihre Bedeutung für die Thalbildung weit überschätzt worden. Allerdings ist überaus häufig die Richtung eines Thales von der Richtung einer tektonischen Störungslinie abhängig; das Thal folgt z. B. als Synklinalthal einer geologischen Mulde oder als Antiklinalthal einem Sattel oder als Bruchthal einem Bruch. Solche Thäler wurden tektonisch genannt und ihre Bildung direkt auf die Vorgänge zurückgeführt, die jene tektonischen Störungen erzeugten. Allein diese Anschauung ist heute für viele tektonische Thäler aufgegeben; denn es hat sich gezeigt,

*) Früher nahm man an, dass auch die Bildung einer Antiklinale durch Bersten derselben entlang ihres Scheitels zur Entstehnng einer Thalung führen könne, eines sogenannten Aufbruchthales. Diese Anschauung ist heute ziemlich allgemein aufgegeben; die Aufbruchthäler werden als Werk der Denudation aufgefaßt, die den Sattel entfernte, den weichen Kern des Gewölbes z. T. ausräumte und die harten Schichten der Schenkel als Gehänge stehen ließ.

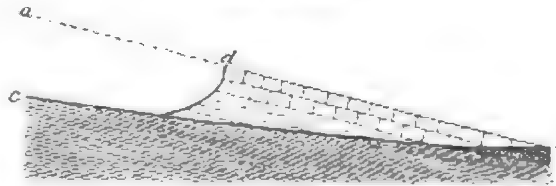
dass auch sie Werke des rinnenden Wassers sind, und dass die tektonischen Verhältnisse nur insofern bei der Thalbildung mitspielten, als sie die Arbeit des Wassers in gewisse Richtungen lenkten. So sind nach Heim die großen Längsthäler der Schweizeralpen echte Erosionsthäler; nur ihre Richtung und auch sie nur im großen ist tektonisch bestimmt. Es folgt die Furche des oberen Rhonethals und des oberen Reußthals, ebenso die des oberen Rheinthals im allgemeinen einer Synklinale, aber sie ist nicht überall an deren tiefste Linie geknüpft. Auch finden sich hier und da Spuren alter Thalböden hoch über der heutigen Sohle, was auf eine allmähliche Entstehung durch Erosion hinweist. Daher hat Penck Recht, wenn er den Begriff der tektonischen Thäler modificiert und als tektonisch solche Thäler bezeichnet, die in ihrem Verlauf eine Beziehung zur Tektonik verraten. Ist dabei die Thalform selbst wesentlich durch die Dislokation entstanden, so spricht er von aufgebaut tektonischen Thälern, ist nur die Richtung durch den Gebirgsbau bestimmt, von ausgearbeitet tektonischen Thälern. Aufgebaut tektonisch ist z. B. das Jordanthal, ein ausgezeichnetes Grabenthal. Ausgearbeitet tektonisch sind die großen Längsthäler der Alpen und diejenigen Querthäler, die sich an Blattverschiebungen knüpfen, wie das Rhonethal unterhalb Martigny. Als Regel kann gelten, dass alle Antiklinalthäler, Monoklinalthäler und Horstthäler stets ausgearbeitet tektonisch sind, dass dagegen Synklinalthäler und Grabenthäler sowohl aufgebaut als auch ausgearbeitet tektonisch sein können. Aufgebaut tektonisch sind die letzteren meist dort, wo sich die heutige Oberfläche nur wenig von der geologischen, d. h. der nach Ergänzung der abgetragenen Gesteinsmassen erhaltenen, entfernt, sonst aber ausgearbeitet tektonisch. Nicht selten treten beide Arten tektonischer Thäler dicht neben einander auf. Ausgezeichnet tektonisch sind z. B. die Längsthäler des Kettenjura; viele von ihnen, so die Antiklinalthäler und die Monoklinalthäler, sind sicher ausgearbeitet, während die Synklinalthäler den Eindruck aufgebauter Thäler machen. Stark modificiert durch Erosion und Denudation sind freilich auch sie.

Durchbruchthäler. Viel diskutirt ist die Entstehung der Durchbruchthäler. Gerade für sie wurde zuerst sehr entschieden eine Bildung durch Flußerosion angenommen, nachher aber ebenso entschieden eine Entstehung auf tektonischem Wege. Thatsächlich ist bis heute für kein einziges Durchbruchthal eine tektonische Entstehung etwa durch Bildung eines Grabens nachgewiesen, wenn sie auch in manchen Fällen denkbar ist; die erdrückende Mehrzahl muß jedenfalls der Arbeit der Flüsse auf Rechnung gesetzt werden. Auf wie mannigfachem Wege das fließende Wasser zur Bildung von Durchbruchthälern führen kann, haben die Untersuchungen von Jukes, Medlicott, Powell, Heim, Tietze, v. Richthofen, Davis, Löwl, Penck u. A. gezeigt.

Zahlreiche Durchbruchthäler verdanken ihre Entstehung einer ungleichen Denudation (Denudationsdurchbrüche). Ihnen allen gemein-

sam ist, dass der Fluß, der den Durchbruch schuf, einst von einer Landoberfläche abfloß, die von der heutigen erheblich abwich. Der Fluß ist also älter als die heutige Gestaltung der Landoberfläche. Er schnitt in die frühere Oberfläche ein und diese wurde durch die der Tiefenerosion folgende Denudation abgetragen, jedoch je nach der Widerstandsfähigkeit der Gesteine in verschiedenem Grade. Wo weiches Material vorhanden war, wurde dieses weggeführt und so das Land hier nahezu bis zum Flußspiegel abgetragen. Anders, wo hartes Gestein der Abtragung trotzte. Wohl schnitt hier der Fluß gleichfalls sein Bett zur Tiefe; aber die Denudation ließ das harte Gestein links und rechts des Flusses fast unberührt stehen. So entstand im harten Gestein ein Durchbruchthal, an das sich oberhalb und unterhalb, im Bereich weichen Gesteins gelegen, Niederungen anschließen. Derart sind die Durchbrüche durch Landstufen; die alte Landoberfläche entsprach hier der Neigung der Schichten (kataklinale Durchbrüche). Beispiele bieten die Flüsse Südenglands, die ihr Quellgebiet im Centrum der flachen Geoantiklinale des Wealdengebietes besitzen und die Stufen der Downs in schmalen, kurzen Thälern durchbrechen. Die Flüsse verraten hier noch das Gefälle der alten ursprünglichen Oberfläche; sie stehen mit den heutigen Höhenverhältnissen im Widerspruch, nicht aber mit der Lagerung der Schichten. Der gleichen Entstehung ist auch das Durchbruchthal der Donau durch die Rauhe Alb bei Tuttlingen.

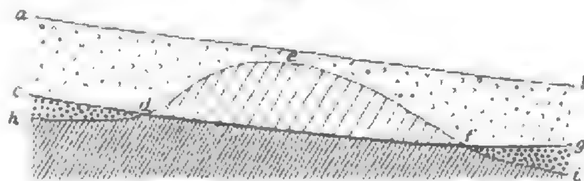
Fig. 164.



Ein kataklinaler Denudationsdurchbruch.

a d b alter Flußlauf, von einer alten Landoberfläche abfließend, die von hartem Gestein (quadriert) zusammengesetzt ist; im Liegenden der harten Bank weiche Schichten (liniert). Der Fluß schneidet sich allmählich bis zur Lage *c b* ein. Die harte Schicht ward durch Untergraben oberhalb *d* mitsamt einem Teil ihres Liegenden abgetragen; sie bildet bei *d* eine Stufe, die der Fluss *c b* in einem Durchbruchthal passiert.

Fig. 165.



Epigenetischer Durchbruch.

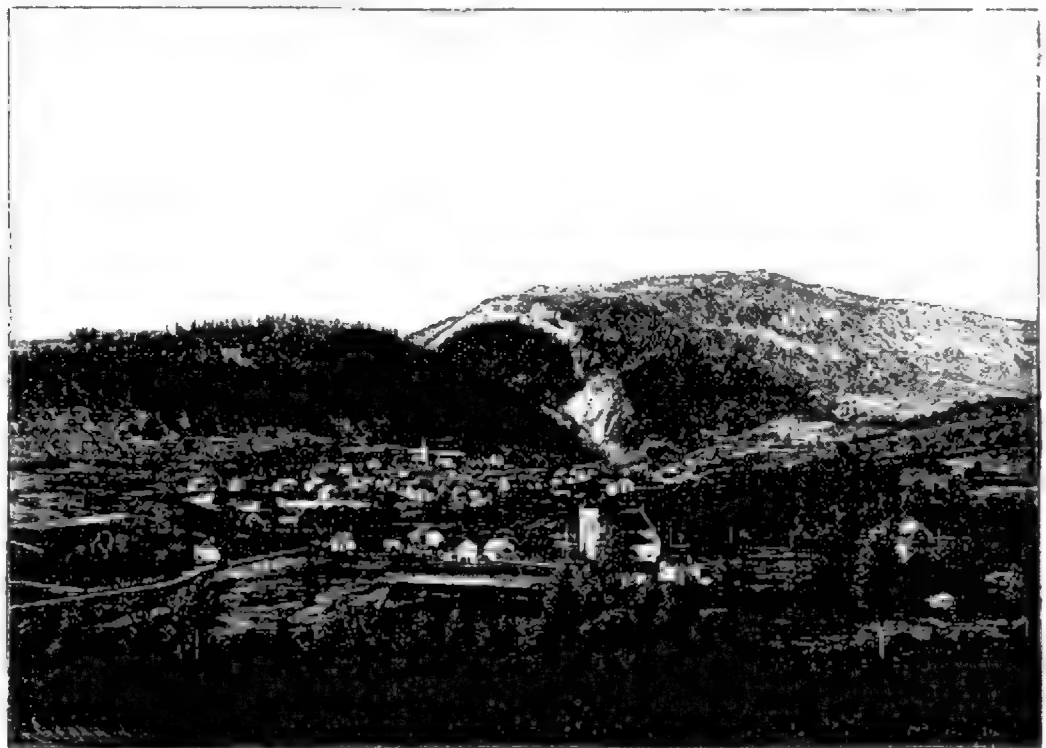
h d e f i Rücken aus hartem Gestein, der durch den Absatz von lockerem Gestein (z. B. von Kies) verschüttet wurde. Der Fluß *a b*, der zuerst auf der neugebildeten Oberfläche fließt, schneidet allmählich zur Tiefe und räumt alles weiche Gestein bis zum Niveau *c d f g* aus, so dass der Rücken wieder blosgelegt wird, den der Fluß im Durchbruch *d f* passiert.

Einen anderen Fall der Denudationsdurchbrüche stellen die epigenetischen Durchbruchthäler dar (Fig. 165). Die Richtung des Durchbruchs und des Flusses entspricht hier der Neigung einer Schicht, die früher vorhanden war, aber durch Denudation so vollkommen entfernt wurde, dass heute die unebene Unterlage jener Schicht zu Tage liegt. Dieser Entstehung ist der Durchbruch der Donau durch einen Ausläufer des böhmischen Massivs bei Passau. Tertiäre Sande und Kiese hatten diesen

Ausläufer ganz zugedeckt; auf ihnen strömte die Donau ostwärts. Allmählich entfernte die Denudation jene lockeren Gesteine, während der Donaulauf seine Lage behielt und in jenen Ausläufer aus Urgebirge einschnitt.

Nicht selten führt sich die Entstehung von Durchbruchthälern darauf zurück, dass sich im Bett eines Flusses eine Scholle oder eine Falte hebt und während der Hebung durchschnitten wird (antecedente Durchbruchthäler). Auch hier ist der Fluß älter als das Durchbruchthal. Dass nachweislich der Durchbruch des Rheins durch das rheinische Schiefergebirge so entstanden ist, führten wir oben S. 229 genauer

Fig. 166.



Der Durchbruch der Birs durch den Rücken des Mt. Raimeux (*a a*) bei Münster (Moutier) im Berner Jura, entstanden während der Emporwölbung der Antiklinale, von Süden gesehen.
(Nach einer Photographie des Verfassers.)

aus. Auch der Durchbruch der Donau durch das Eiserne Thor gehört aller Wahrscheinlichkeit nach hierher, ebenso die Bildung zahlreicher Querthäler (Clusen) im schweizer Jura, wie z. B. der Cluse von Münster (Fig. 166). Ein ausgezeichnetes Beispiel bietet nach Powell (1875) der Durchbruch des Green-River durch das Uintagebirge. Die Bildung der großen Durchbruchthäler durch die äußeren Ketten des Himalaja erklärte Medlicott schon 1865 in dieser Weise. Hier sind die südlichen Vorketten aus den Sedimenten derselben Flüsse zusammengesetzt, die sie durchbrechen. R. D. Oldham und Griesbach deuten eine Reihe von

Durchbrüchen im Soleimangebirge an der Grenze von Vorderindien und Afghanistan in derselben Weise. Die Beweise sind ähnlich den S. 229 aus dem Durchbruch des Rheins angeführten.

Eine Regel zeigt sich bei den betrachteten Formen der Durchbruchthäler: nur große Flüsse können sie schaffen, da nur sie über eine große Erosionskraft verfügen. Ein großer Fluß vermag sein Thal in dem Maß zu vertiefen, wie die Scholle in seinem Bett sich hebt, während kleine Flüsse der Nachbarschaft dadurch eine Ablenkung erfahren. Bei der Bildung eines Denudationsdurchbruchs bestimmt der große Fluß durch die Geschwindigkeit, mit der er seinen Durchbruch einsägt, die Geschwindigkeit der Abtragung des weichen Gesteins oberhalb; kleine, ursprünglich in gleicher Richtung fließende Flüsse können ihm mit der Thalvertiefung im harten Gestein nicht folgen und werden schließlich dadurch, dass infolge der Abspülung die Wasserscheiden vom großen Fluß fortrücken und sich so dessen Stromgebiet erweitert, dem großen Nachbarn tributär (vgl. S. 234). So kommt es, dass die Zahl der Thäler, die einen Gebirgszug durchbrechen, verhältnismäßig gering ist und dass oberhalb des Durchbruchs oft eine Sammlung von Flüssen stattfindet, deren Wasser dann gemeinsam das Durchbruchthal passiert. Trefflich zeigen das z. B. die beiden Denudationsdurchbrüche der Marne und der Aube auf Fig. 119, S. 235.

Den beiden betrachteten Formen gehört die allergrößte Zahl der großen Durchbruchthäler an. Ihnen gegenüber treten Durchbrüche ganz zurück, die ihre Entstehung der Eintiefung eines Seeabflusses oder der Zurückschiebung der Wasserscheide eines stark erodierenden Baches (retrograde Erosion, Löwl) verdanken. So viel wir heute wissen, sind nur kleine Durchbruchthäler auf diesem Wege entstanden.

Thalgehänge und Thalschluß. Wichtig für den Charakter eines Thales ist die Ausgestaltung seiner Gehänge; sie ist ein Werk des Absturzes und der Abspülung. Beide böschen die Gehänge ab, während der Fluß in die Tiefe schneidet. Kann die Abspülung der Gehänge nicht mit der Tiefenerosion des Flusses Schritt halten, so entsteht ein Thal von V-förmigem Querschnitt (Fig. 167 *b*). Seine Sohle ist oft so schmal, dass nur der Fluß auf ihr Platz findet. Ist das Gestein im Stande, senkrechte Wände zu bilden, die Erosion dabei sehr rasch und die Abspülung gering, so bildet sich als höchste Potenz des V-förmigen Thales eine Klamm. Die V-Form zeigen typisch fast alle kleinen Thäler der Alpen. In ihrer großartigsten Entwicklung erscheint sie in hochgelegenen trockenen Gebieten, die von großen Strömen durchflossen werden. Hier ist Tiefenerosion vorhanden, während die Abspülung der Gehänge ganz fehlt. V-förmig ist

Fig. 167.



U-förmiges und V-förmiges Thal.

der Cañon des Colorado (Fig. 171, S. 327); einzig der Absturz böscht seine Gehänge ab, die bei der schwebenden Lagerung der Gesteine oft mauerartig steil Hunderte von Meter, ja bis zu 1800 *m* tief zum Fluß abstürzen; der Wechsel des Gesteins bringt an ihnen mannigfache Terrassierungen hervor. In feuchten Klimaten treten Cañons nur auf, wo infolge der Durchlässigkeit des Gesteins die Abspülung aussetzt. Cañonartig sind das Durchbruchthal der Elbe durch das Elbsandsteingebirge und die Thäler des Tarn und seiner Nebenflüsse im Bereich der französischen Causses.*)

Fig. 168.



Die Cluse von Münster im Berner Jura von Norden. Typus eines V-förmigen Thales.
(Nach einer Photographie des Verfassers.)

U-förmige Thäler (Fig. 167 *a*) zeigen sich, wo Thalvertiefung fehlt, dafür aber seitliche Erosion thätig ist; diese untergräbt die Gehänge und unterhält auf diese Weise die steilen Böschungen. U-förmige Thäler entsprechen daher einer Periode der Thalverbreiterung. Die U-Form zeigen vielfach die großen Thäler der Alpen; sie sind durch die Höhenlage des Alpenvorlandes und z. T. durch Seeen, in die ihre Flüsse einmünden, vor Eintiefung geschützt und dadurch einer lateralen Erosion ausgesetzt, so auf weite Strecken hin das untere Innthal, das untere Rheinthal, das Rhonethal. Auch Thäler, deren Flüsse akkumulieren und so das Thal verschütten, zeigen die U-Form.

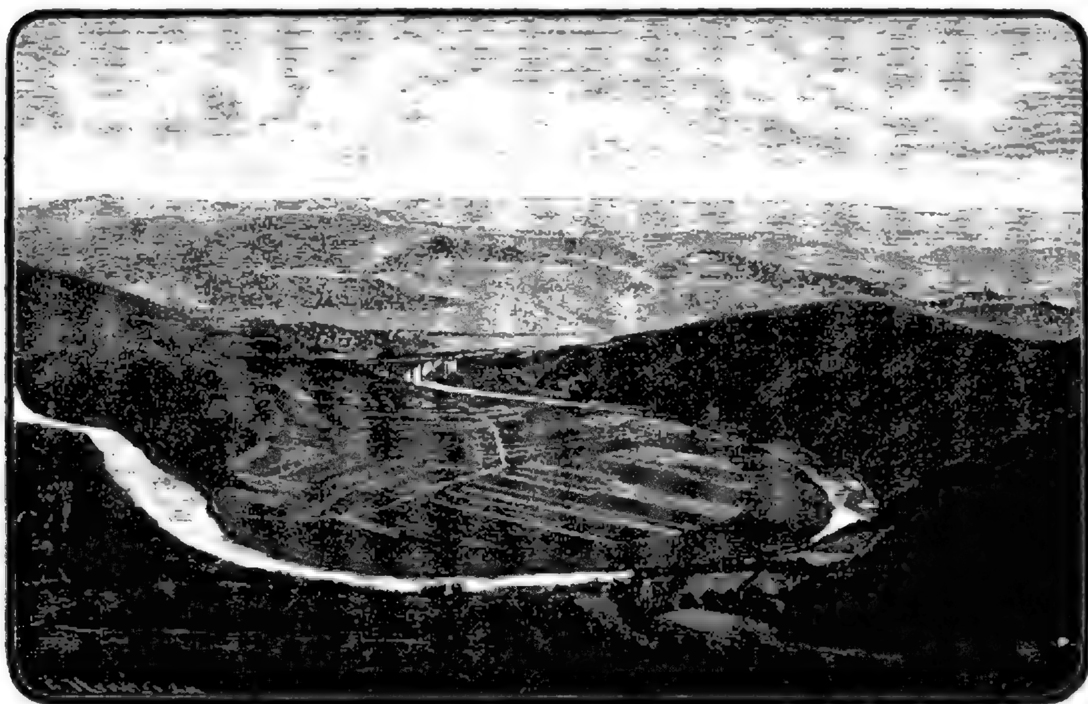
Ganz anders gestalten sich die Gehänge, wo die Abspülung im Vergleich zur Erosion sehr lebhaft ist; hier sind sie sanft abgeböscht und verlaufen allmählich in die Thalsohle. Der charakteristische Querschnitt ist ◡. Wo die Schuttlieferung von den Gehängen so stark ist, dass der

*) So heißen die weiten wasserlosen Kalksteinflächen der Cevennen.

Fluß sie nicht zu bewältigen vermag, findet auch wohl direkt eine Verschüttung der Thäler von den Seiten her statt, wie das mehrfach von centralasiatischen Thälern geschildert wird, z. B. von den beiden Pamirthälern.

Die Mehrzahl der Thäler zeigt einen symmetrischen Querschnitt; doch kommen auch asymmetrische Thäler vor, bei denen das eine Gehänge steiler als das andere ist. In manchen Fällen führt sich das auf einen Unterschied der Gesteine zurück, die die beiden Gehänge zusammensetzen, noch häufiger auf einen ungleichen Bau. So sind Monoklinalthäler in der Regel asymmetrisch, weil das eine Gehänge von Schichtköpfen, das andere von Schichtflächen gebildet wird. Oft aber ist die Asymmetrie auch direkt die Folge eines Unterschiedes in der Erosionswirkung. In Mitteleuropa drängen die vorherrschenden Westwinde vielfach das Wasser der Flüsse

Fig. 169.



Asymmetrie und Windungen des Werrathales oberhalb Witzenhausen.
Nach einer Photographie.

gegen das östliche Thalgehänge, so dass dieses untergraben und dadurch steiler wird, als das westliche. An der Wolga ist unter dem Einflusse der Erdrotation das rechte, westliche Gehänge steiler. Bei stark sich schlängelnden Flüssen zeigt sich häufig auch eine alternierende Asymmetrie: jeweilen ist das an der Prallstelle sich erhebende Gehänge steiler als das an der Konkaven (Fig. 169).

Dieselben Vorgänge — Absturz und Abspülung —, die die Gehänge modeln, gestalten auch den Thalschluß aus. Ist das Thal in gleichartiges

Gestein eingesenkt, so dass der Hintergrund aus demselben Material besteht, wie die Gehänge, so ist in der Regel auch der Thalschluß ausgebildet, wie die Gehänge, und das Thal geschlossen. Anders bei fehlender Gleichförmigkeit des Gesteins. Dann ist, besonders bei Längsthälern, das Thal häufig geöffnet. Gerade bei Antiklinal- und Synklinalthälern findet sich oft weiches Gestein in der Mitte des Thales in gleiche Höhe gebracht, wie an den Gehängen hartes. Das weiche Gestein im Hintergrund erliegt dann der Abtragung, während die harten Seitengehänge stehen bleiben; die Bildung einer Öffnung gegen das Nachbarthal ist die Folge. Diese Öffnung kann durch Abspülung so erweitert werden, dass nur eine Thalwasserscheide beide Thäler trennt. Manche Gegenden der nördlichen Kalkalpen, in deren Schichtserie harte und weiche Gesteine häufig wechseln, sind reich an solchen geöffneten Längsthälern, während sie den in homogenes Gestein eingeschnittenen Thälern der Gneißalpen fehlen.

Thalweitungen, Thalengen, Thalstufen, Thalterrassen. Viele Thäler zeigen einen eigentümlichen Wechsel von Thalweitungen und Thalengen. Oft führt sich das einfach auf einen Gegensatz im Charakter der Gesteine zurück, die das Thal aufbauen: Engen treten in harten Gesteinen, Weitungen in weichen auf. In manchen Fällen aber verknüpft sich mit der Änderung in der Thalweite auch ein Stufenbau des Thales, d. h. ein Wechsel von Strecken steilen Gefälles mit solchen geringen Gefälles; hier ist die Stufenbildung die Ursache der Weitung oberhalb. Die Stufe entspricht stets einer Stelle, wo aus irgend welchen Gründen der Fluß sein Bett nicht in dem Maß vertieft hat, wie oberhalb und unterhalb: der Flußlauf ist festgelegt und dadurch oberhalb eine Thalverbreiterung durch seitliche Erosion verursacht, während unterhalb durch Tiefenerosion ein enges V-förmiges Thal entsteht. Ein solcher Stufenbau fehlt Thälern großen Alters. Denn das fließende Wasser arbeitet sich bei genügend langer Einwirkung stets eine ausgeglichene Normalkurve aus, bei der das Gefälle von der Quelle bis zur Mündung stetig abnimmt. Alte Gebirge, besonders wenn sie in der Diluvialzeit keine Gletscher trugen, besitzen daher Thäler mit ausgeglichenem Gefälle. Trefflich zeigt das das Thal des Regen im Böhmerwald; mit gleichmäßigem Gefälle führt es von der Höhe des Waldes bis zur Niederung. Mehrfach wechseln zwar, je nach dem Gesteinscharakter, Thalweitungen und Thalengen; so passiert der Fluß in einer Enge den Pfahl. Allein das Gefälle kehrt sich an diese Engen nicht, sondern entspricht ganz der Normalkurve des Flusses. Ganz anders die Thäler in jugendlichen Gebirgen, in denen die Flüsse noch nicht allzu lange arbeiten und noch weit vom Ziel einer Normalkurve entfernt sind. Hier treffen wir ausgezeichneten Stufenbau, besonders bei Thälern, die nur von kleinen Gewässern durchströmt werden. Dieser Art sind die Thäler der Alpen. So hat das Gasteiner Thal drei Stufen. Die erste führt von der Thalmündung bei Lend (630 *m*) hinauf zur Thalweitung von Gastein (820 bis 860 *m*), die zweite von hier zur Thalwei-

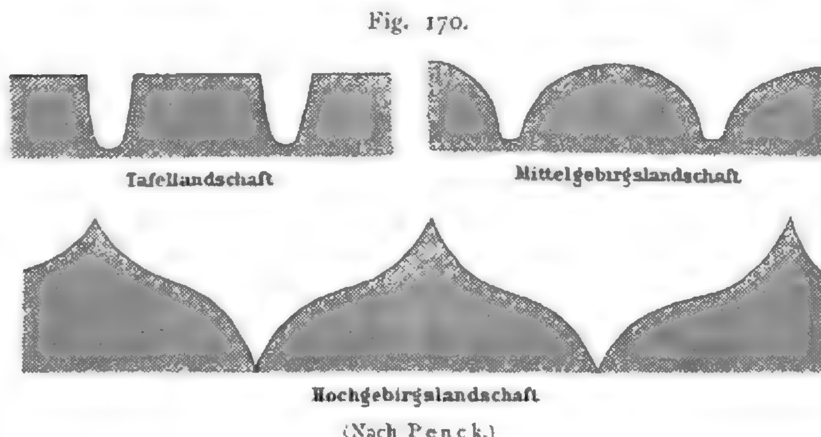
tung von Böckstein (1000 bis 1150 *m*), die dritte endlich zum Nassfeld (1560 *m*). Ein solcher Stufenbau kennzeichnet ein Thal jederzeit als unfertig. Unfertig sind zum größten Teil die Thäler der Alpen.

Schneidet ein Fluß in den breiten Boden eines U-förmigen Thales ein, so bleiben Teile des Thalbodens als Thalleisten oder Thalterrassen am Gehänge zurück.*) Sie bestehen, wenn der breite Thalboden durch laterale Erosion geschaffen war, aus Fels (Felsterrassen); war er durch Akkumulation gebildet, aus Schotter (Schotterterrassen). Fast vollständig unverletzt haben sich Thalleisten aus Fels oft unterhalb von Wasserfällen und Schnellen erhalten, die rückwärts in Thalstufen einschneiden. Wenn sie auch allmählich durch Absturz und Abspülung zu Grunde gehen, so lassen sie sich doch oft noch lange als Überreste eines alten Thalbodens erkennen. Sind die Thalterrassen breit entwickelt, so zeigt sich die eigentümliche Erscheinung eines Thales im Thal. Steht man z. B. auf der hohen Akkumulationsterrasse des Innthales bei Innsbruck, so sieht man nur den alten Thalboden und ahnt nichts von dem in denselben nachträglich eingeschnittenen sekundären Thal, das man erst von der Kante der Terrasse aus erblickt. Thalterrassen weist das Reußthal in deutlicher Entwicklung auf. H e i m konnte hier die Spuren von fünf übereinander gelegenen Thalböden nachweisen, deren jeder durch Thalverbreiterung entstand. Freilich sind die obersten Terrassen z. T. sehr undeutlich.

Thallandschaften.

Fast stets treten die Thäler in Thallandschaften vereinigt auf. Überaus verschieden kann der Charakter einer Thallandschaft sein; ausschlaggebend ist hierfür die Art und Weise, wie die Erhebungen zwischen den einzelnen Thälern gestaltet sind. Sind die Thäler durch ebenflächige Höhen von einander getrennt, die in mehr oder minder steilen Gehängen abfallen, so liegt eine Tafellandschaft vor. Hier treffen die Gehänge zweier benachbarter Thäler einander nicht und ausgesprochene Wasserscheiden fehlen (Fig. 170). Anders in der Gebirgslandschaft, wo

Fig. 170.



(Nach P e n c k.)

*) Die Thalleisten sind wohl zu unterscheiden von den Felsbändern oder Verwitterungsterrassen, die vielfach an Gehängen zu beobachten sind. Jene verlaufen ganz unabhängig von den Gesteinsschichten, während ein Band stets an den Ausbiß einer bestimmten Gesteinsbank geknüpft ist.

die Gehänge benachbarter Thäler in enge Beziehung zu einander treten, sei es nun, dass sie einander in einem Grat schneiden oder über einen Rücken hinweg in einander verlaufen; die Wasserscheiden sind stark ausgeprägt.

Tafellandschaft. Als Tafellandschaft oder kürzer als Tafelland*) läßt sich eine Thallandschaft bezeichnen, die in eine Ebene eingeschnitten ist. Je nachdem die Thäler in größerer oder kleinerer Entfernung von einander auftreten, herrscht mehr der Eindruck der Ebenheit oder mehr der der Thallandschaft vor. Meist entspricht die Ebene einer Schichtfläche; sie pflegt dann sehr vollkommen eben zu sein (Schichttafelland oder Tafelland schlechthin). Viel unvollkommener eben ist sie, wenn ihre Oberfläche von einer Abrasions- oder Denudationsfläche, einer sogenannten Rumpffläche, gebildet wird (Rumpftafelland).

Nur wo Abspülung fehlt, können sich Tafellandschaften entwickeln; wir treffen sie daher besonders in regenarmen Hochländern der Erde. Doch kommen sie auch in feuchten Klimaten vor, wo ein durchlässiger Boden die Abspülung aufhebt, oder wo die Flüsse erst seit verhältnismäßig kurzer Zeit an der Arbeit sind. Noch mehr als in Trockengebieten sind sie hier an das Auftreten von Schichten in schwebender Lagerung gebunden. Zur Bildung von Tafellandschaften neigen daher besonders Gebiete, die aus Kalkstein oder Sandstein zusammengesetzt sind, aber auch Schotter- und Lössgebiete. Ausgezeichnete Tafellandschaften entstehen, wo Flüsse in Thalausfüllungen einschneiden, wie uns die schwäbische Diluvialplatte lehrt (siehe oben S. 304). Weit großartiger sind die Tafellandschaften, die durch Eintiefen von Thälern in Steppenböden (Hohlebenen) entstehen (S. 300). Thonige und mergelige Ablagerungen lassen selbst in trockenen Klimaten nur selten die Entstehung einer Tafellandschaft zu, weil sie der Abspülung ausgesetzt sind.

Die Form der Thäler des Tafellandes kann verschieden sein; doch dominieren Cañonthäler, ist doch deren Entstehung an die gleichen Bedingungen geknüpft, wie die Bildung der Tafellandschaft selbst — an das Fehlen der Abspülung.

Die großartigsten Beispiele von Tafellandschaften bietet uns das Coloradoplateau dar, das wir besonders durch die Untersuchungen von Powell und Dutton kennen (Fig. 171). Obwohl Dislokationen, Verwerfungen und Flexuren, das Gebiet betroffen haben, ist doch die schwebende Lagerung der Schichten nicht merklich gestört. In sie eingeschnitten haben die Flüsse tiefe Cañons, deren Wände, vom in die Tiefe erodierenden Fluß untergraben, durch Abstürze seitwärts rücken. Sie zeichnen sich durch eine prachtvolle Bänderung aus, eine Folge des mehrfachen

*) Unter Tafelland und Gebirgsland verstehen wir hier mit Penck Landschaftsformen; es wäre daher korrekter, stets von Tafellandschaften und Gebirgslandschaften zu sprechen, wenn das nicht oft zu schleppend wäre.

Gesteinswechsels. Jede weiche und wasserundurchlässige Schicht markiert sich durch eine Terrasse von geringer Böschung, jede harte, wasserdurchlässige durch einen Steilabfall. Mehrfach gewinnen die Terrassen bedeutende Breite und zeigen so scheinbar das Phänomen eines Thals im Thal, nur, dass die Terrassenfläche nicht der Überrest eines alten Thalbodens, sondern eine bloßgelegte Schichtfläche ist. Auch die Wände, die diese Terrassenfläche begrenzen, rücken als echte Denudationsstufen seitwärts vom Fluß fort, in dem Maß als Verwitterung, Wind und Grundwasser sie durch Fortführung des weichen impermeablen Gesteins untergraben, das an ihrem Fuß ausstreicht. Das so entstandene obere Stockwerk des Cañon hat oft eine Breite von 8--9 *km* bei einer Tiefe von

Fig. 171.



Tafellandschaft am großen Cañon des Colorado.

000 *m*, während der eigentliche Cañon nur 1.0 bis 1.2 *km* breit, dafür aber 900 *m* tief in die Terrasse eingerissen ist. Hier und da zählt man selbst mehr als zwei Stockwerke übereinander; dabei tritt stets als Terrassenfläche die obere Schichtfläche einer mächtigen permeablen Gesteinsbank auf, deren Hangendes entfernt worden ist. Nicht selten erheben sich auf den Terrassen Tafelberge als Zeugen — Überreste der höher gelegenen Terrasse, die beim Zurückweichen der Wände stehen blieben.

Während im Coloradogebiet die Tafeloberfläche sich fast immer an Sandstein oder Kalkstein knüpft, wird sie in Dekan von ausgedehnten

Lavadecken, dem sogenannten Dekantrapp gebildet. Hier ist es direkt die Härte des Materials, die die Abspülung hemmt, dazu auch wohl die säulenförmige Absonderung, die dem Gestein eine gewisse Durchlässigkeit verleiht. In die Lavadecke sind Cañons bis zu 1800 *m* Tiefe eingeschnitten.

Arm an Tafellandschaften ist Europa. Im Elbsandsteingebirge treffen wir ein wenig ausgedehntes, dafür aber typisches Tafelland. Es zeigt mehrere Stockwerke, wie beim Coloradoplateau: Über der Sandsteinebene, in die die Elbe ihr cañonartiges Thal eingenagt hat, erheben sich als Überreste einer mächtigen, heute größtenteils entfernten Gesteinsbank die sogenannten «Steine» (Königstein, Lilienstein, Tschirnsteine etc.). Tafellandschaften treten uns auch im Bereich der Muschelkalkplatte Thüringens entgegen, desgleichen in der Rauhen Alb.

Nimmt die Durchthalung zu, so wird die ursprünglich zusammenhängende Tafel in einzelne Tafelberge zerschnitten. Ausgezeichnete Tafelberge, denen harte, durchlässige Sandsteine und Quarzite (Kreide) als schützende Decke dienen, treten in Australien auf. In Südafrika sind die Tafelberge der Kapformation gleichfalls aus Sandstein aufgebaut, die der Karrooformation dagegen durch Zerschneiden einer Diabasdecke entstanden. Auch die Tafelberge Abessyniens, die Amben, verdanken ihre Gestalt schützenden Lavadecken. In Europa treten mitten in den Alpen Berge auf, deren Oberfläche durch Becken- und Thalbildung stark uneben ist, gleichwohl aber an die Tafelform erinnert; sie sind an Kalkstein geknüpft und stellen Übergangsformen zwischen Tafelbergen und Tafellandschaften einerseits und Gebirgs- und Beckenlandschaften andererseits dar. Dieser Art ist der Dachstein, der Schneeberg, die Raxalp.

Auch die Tafelberge erfahren durch Untergrabung und Absturz allmählich eine Verkleinerung; sie können zu Türmen reduciert werden (Elbsandsteingebirge, zahlreiche Kalktürme in den Kalkalpen). Schließlich stürzt auch der Turm ein und das Endresultat des Prozesses ist die Herausbildung einer tiefer gelegenen Ebene, deren Oberfläche wieder einer Schichtfläche entspricht.

Im Vergleich zum Schichttafelland treten deutlich erhaltene Rumpftafelländer zurück. Niemals ist die Ebenheit der Höhen zwischen den Thälern hier so unversehrt; fast immer zeigen sich Formen, die an die des Mittelgebirges erinnern. Als ein Mittelding zwischen einer in Tafelformen zerschnittenen Rumpffläche und einer Mittelgebirgslandschaft erscheinen Teile des rheinischen Schiefergebirges; es entstand durch Thalbildung in einer welligen Ebene; es fehlte hier die schützende permeable Gesteinsdecke, die im Stande gewesen wäre, während der Thalbildung die Abspülung außer Thätigkeit zu setzen.

Gebirgslandschaft. Das wesentliche Merkmal der Gebirgslandschaft gegenüber der Tafellandschaft ist, dass sich hier zwischen benachbarten Thälern stets als ausgesprochene Wasserscheide ein Kamm erhebt. Auf

dem Kamm treffen wir Gipfel und Pässe. Ihre Lage ist oft die Folge eines Unterschiedes in der Gesteinsbeschaffenheit, derart, dass harte, der Abtragung Widerstand leistende Gesteine Gipfel aufbauen, während im Bereich weicher Gesteine der Kamm niedriger ist. In vielen Fällen aber, vor allem dort, wo ein Kamm aus gleichförmigem Gestein zusammengesetzt ist, ist die Anordnung der Thäler, die vom Kamm zum Hauptthal herabziehen, und die der sie scheidenden Nebenkämme maßgebend: wo mehrere Kämme zusammenstoßen, treffen wir stets einen Gipfel; wo dagegen die Hintergehänge zweier Thäler sich verschneiden, einen Paß. Die Karte auf S. 330 bietet zahlreiche Beispiele. Die Erklärung liegt auf der Hand: je weiter ein Punkt der Wasserscheide von den beiden benachbarten Wasserrinnen entfernt liegt, desto höher ist er, je näher, desto niedriger. Aber auch in der Gebirgslandschaft kann die Vereinigung der Gehänge benachbarter Thäler auf verschiedene Weise erfolgen. Hierauf beruht zum Teil der Gegensatz zwischen Mittelgebirgslandschaft und Hochgebirgslandschaft.

Hochgebirgslandschaft und Mittelgebirgslandschaft. Eine Reihe von Eigentümlichkeiten charakterisieren die Hochgebirgslandschaft gegenüber der Mittelgebirgslandschaft. Der Betrag der Unebenheit ist weit größer: bei gleichem Abstand der Thäler sind die trennenden Kämme weit höher und deswegen auch ihre Gehänge erheblich schroffer. Die Gehänge schneiden einander meist in scharfer Kante, so dass die Kämme als Grate erscheinen, während sie im Mittelgebirge als Rücken entwickelt sind. Besonders in der Gipfelregion herrschen im Mittelgebirge durchaus konvexe Gehängeformen vor, im Hochgebirge mehr konkave. Konvex sind im Hochgebirge dagegen oft die untern Teile der Gehänge, soweit die Waldvegetation reicht; ungefähr in der Höhe ihrer oberen Grenze liegt häufig die Knickung, wo das konvexe Gehänge aufwärts in das konkave übergeht. Ein sekundäres Merkmal ist endlich die Vegetation: im Mittelgebirge ist sie üppig entwickelt und geht bis auf die Wasserscheiden hinauf. In der Hochgebirgslandschaft findet sich reiche Vegetation wohl in der Tiefe, in der obern Region, der eigentlichen Hochgebirgsregion, aber nicht mehr; hier liegt Fels und Schutt meist nackt zu Tage oder ist unter Eis und Schnee vergraben. Da die Vegetationsgrenze von der Seehöhe abhängt, so ist eine gewisse Seehöhe für die Entwicklung einer Hochgebirgslandschaft erforderlich; aber sie ist doch nicht allein maßgebend. So treffen wir z. B. in Nordamerika Mittelgebirgslandschaften mit Gipfeln, die 4000 *m* Seehöhe erreichen, während in Mitteleuropa etwa die Höhe von 1500 *m* die Grenze zwischen Hochgebirge und Mittelgebirge darstellt. Nicht immer treten alle Merkmale gleichzeitig auf, so dass sich zahlreiche Übergangsformen finden.

Alle die geschilderten Momente beeinflußen die Thätigkeit der Kräfte, die die Formen der Gebirgslandschaft im einzelnen ausgestalten.

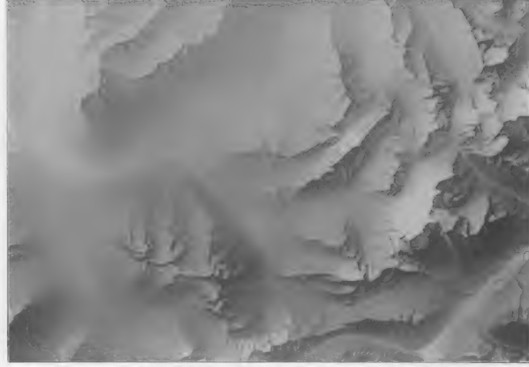


Fig. 175. Reliefkarte der Hochgebirgslandschaft in der Umgebung des Albula-Passes zwischen Davos und dem Engadin. Verkleinerung nach der Reliefkarte des eidgen. topographischen Bureaus in Bern. — Maßstab 1 : 100 000.

In der Hochgebirgslandschaft ist, besonders in der Höhe, die mechanische Verwitterung sehr bedeutend; in der Region zwischen der Vegetationsgrenze und der Schneegrenze ist sie geradezu allmächtig. Vor allem der Spaltenfrost*) frißt die Gehänge an. Da die Böschungen dabei stets mehr oder weniger der Maximalböschung entsprechen, die dem sie zusammensetzenden nackten Gestein zukommt, so erfolgen Abstürze, und auch die Abspülung, die durch keine Vegetation gehemmt ist, wirkt bei der Steilheit der Gehänge energisch, desgleichen Wind und Lawinen. Dadurch werden die Trümmer, die die Verwitterung aus dem Gesteinsverband löst, rasch abwärts befördert. In der Nähe der Schneegrenze wirken Schneefelder und kleine Gletscher mit, indem sie das Verwitterungsmaterial fortschaffen und zugleich ihren Boden abnutzen. Das Gestein wird auf diese Weise immer wieder entblößt und der Verwitterung zugänglich gemacht. So sind die Formen des Hochgebirges durchaus die Formen der mechanischen Verwitterung, des Absturzes und der energischen Abspülung. Wo Schneefelder sich finden, entstehen förmlich Nischen im Gehänge, die wenn sie einen mehr oder minder horizontalen Boden besitzen, Kare genannt werden. Oft liegt Kar neben Kar und ihre Gehänge verschneiden sich in scharfen Graten. Nischen anderer Art mit steil geneigten Sohlen fressen die Wildbäche ein. So kommt es zur Bildung von konkaven Formen in der Höhe.

Da das Felsgerüst meist bloßgelegt ist, so ist sein Bau für die entstehenden Formen überaus wichtig. Bei schwebender Lagerung der Schichten äußert sich jeder Wechsel im Gestein in einer Bänderung der Gehänge; bei steiler Stellung bilden die harten Schichten Rippen. So spiegelt sich in den Formen gleichzeitig der Gesteinscharakter und die Tektonik.**) Im allgemeinen gilt, dass steile Schichtstellung kühn zugeschnittene Gratformen erzeugt, schwebende mehr Tafelformen. Dadurch, dass jeder Wechsel im Material, jede Änderung in der Schichtstellung sofort in den Formen zur Geltung kommt, gewinnt die Hochgebirgslandschaft einen Formenreichtum, der in scharfem Gegensatz zur Einförmigkeit der Mittelgebirgslandschaft steht. Das gilt vor allem von der Gipfelregion der Hochgebirgslandschaft, während deren unteres, im Bereich des Waldes gelegenes Stockwerk schon mehr die Züge der Mittelgebirgslandschaft trägt.

In der Mittelgebirgslandschaft, etwa im südlichen Schwarzwald, tritt im allgemeinen des Vegetationskleides wegen die mechanische Verwitterung zurück; dafür arbeitet die chemische. Aber das losgelöste Material kommt, mit wenigen Ausnahmen, der geringeren Böschungen

*) D. h. Verwitterung durch Gefrieren von Wasser in Spalten.

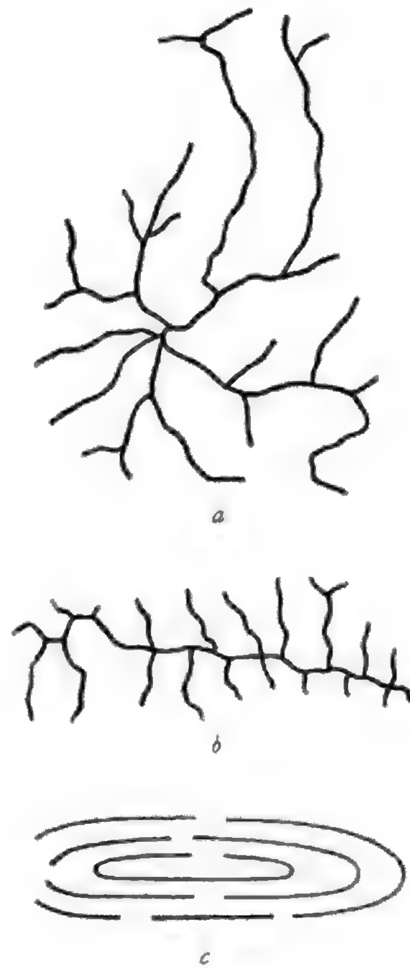
**) Früher glaubte man, der Gesteinscharakter allein sei für die Formen maßgebend. Das ist nicht richtig. Turmförmige Gestalten kommen z. B. in den Alpen sowohl beim Alpengranit als auch beim Amphibolit, beim Hochgebirgskalk und beim Dolomit vor. Runde Formen können sowohl aus Granit und Gneis (Bachergebirge), als auch aus Sandstein (Wiener Wald) und weichem Schiefer (Salzburger Schieferalpen) bestehen u. s. w.

und der Vegetationsbedeckung wegen nicht zum Abstürzen und auch die Abspülung ist gering. Daher bedeckt mehr oder weniger mächtiger Schutt Höhen und Gehänge und verhüllt das Felsgerüst. Aus diesem Grund sind Schichtung und Klüftung meist nur ganz untergeordnet maßgebend für die Formen. Diese sind daher monoton; selten tritt nackter Fels zutage. Nur wo Gesteine der Verwitterung besonders widerstanden, treffen wir inmitten der runden Rücken vereinzelte aufragende Felsen, oft auch nur ein Haufwerk lose aufeinander getürmter Blöcke (Felsenmeere). Weil die Abspülung gering ist, vermag sie die Gehänge oft nicht so rasch abzuböschen, wie die Flüsse in die Tiefe schneiden. Die Gehänge werden dadurch in ihren unteren Teilen konvex. Nur in breiten Thälern, die nicht mehr in Vertiefung begriffen und auch nicht lateraler Erosion ausgesetzt sind, treten uns die untern Gehänge auch konkav entgegen, eine Folge der Schuttablagerung, die sich an ihren Fuß knüpft. Bei der Rundung der Kämme spielen verschiedene Faktoren mit. Wo eine Mittelgebirgslandschaft durch Zerthalung aus einer Rumpffläche entstand, sind oft die Oberflächen der Rücken nichts anderes als Reste der alten Rumpffläche, so beim rheinischen Schiefergebirge. Allein in der großen Mehrzahl der Fälle passt diese Erklärung schon deswegen nicht, weil sich die Höhe eines Rückens von Pass zu Gipfel ändert. Hier muß die Rückenbildung durch Abtragung erfolgt sein. Die Verwitterung muß vorgearbeitet und etwa der Wind das Verwitterungsmaterial entfernt und so die Kämme zugestutzt haben (Penck). Dabei dürfte die Karbildung eine gewisse Rolle spielen: oberhalb der Vegetationsgrenze drangen Kare in den Körper des Kammes ein, verkleinerten ihn immer mehr, bis schließlich alles Gestein oberhalb der Vegetationsgrenze, die die Höhe des Bodens der Kare bestimmt, rasiert war (Richter).

Konstanz der Gipfelhöhen. In einer Gebirgslandschaft gruppieren sich die Gipfel in der Regel um eine bestimmte Höhe herum. Die Gipfelhöhe ist annähernd konstant (Penck). Das gilt vom Mittelgebirge wie vom Hochgebirge. Jede Aussicht lehrt das, nicht minder auch exakte Messungen. Es hängt das damit zusammen, dass die heutigen Gipfelhöhen in allererster Reihe ein Werk der Denudation sind, die bei einem bestimmten Klima und bei einer hierdurch annähernd bestimmten Entfernung der Thäler von einander zwischen diesen nur scheidende Kämme von einer bestimmten, von der Maximalböschung abhängigen Höhe stehen läßt (vgl. oben S. 234), mag die ursprüngliche Oberfläche gewesen sein wie sie will. Freilich macht sich diese Konstanz der Gipfelhöhen nur bei Gipfeln aus Gesteinen geltend, die der Denudation gleichen Widerstand entgegensetzen. Anders, wenn Gipfel aus verschiedenem Gestein vorliegen. Dann sind stets die aus weichem Gestein aufgebauten niedriger. So werden die Salzburger Schieferalpen bei Zell am See sowohl von den Gneisalpen im Süden als von den Kalkalpen im Norden überragt, weil sie aus weichem Material bestehen. Dem Gebirgsbau nach sollte ihre Höhe in der Mitte stehen.

Horizontale Gliederung der Gebirgslandschaft. Sehr mannigfach kann im Gebirgsland die Anordnung der Kämme und Thäler sein. Man unterscheidet eine strahlenförmige oder radiale (Fig. 173 *a*), eine fiederförmige (Fig. 173 *b*) und eine rostförmige Gliederung (Fig. 173 *c*). Die Anordnung der Kämme und Thäler hängt bei der strahlenförmigen wie bei der fiederförmigen Gliederung von einer ursprünglichen Abdachung ab. Die erste Form führt sich auf eine ursprünglich von einem centralen Punkt nach allen Richtungen abfallende Oberfläche zurück; sie tritt daher u. a. oft bei zerthalten großen Vulkankegeln auf (Cantal, Mont-Dore, Vogelsberg). Der fiederförmigen Gliederung liegt eine Erhebung mit zwei Abhängen nach entgegengesetzten Seiten zu Grunde. Bei beiden Formen spielt die Lagerung und der Charakter der Gesteine nur eine ganz untergeordnete Rolle. Ganz anders die rostförmige Gliederung (v. Richthofen). Hier ist die Anordnung der Kämme und Thäler durchaus mehr oder minder parallel und stets entsprechend dem geologischen Bau; Thäler und Kämme sind also tektonisch. Diese Form der Anordnung ist besonders charakteristisch für gefaltete Gebiete, die von Gesteinen wechselnder Beschaffenheit aufgebaut werden. Ein ausgezeichnetes Beispiel bietet der Ketten-Jura. Die Schichten sind hier in lange Falten gelegt. Thäler und Kämme folgen ihrem Streichen. Neben einander kommen Synklinal-, Antiklinal- und Monoklinalkämme, sowie Synklinal-, Antiklinal- und Monoklinalthäler vor. (Siehe Fig. 163, S. 317.) Häufig sind die Längsthäler gegeneinander geöffnet, so dass sie sich zu Thalzügen gruppieren. Rostgebirge dieser Art sind durch die Denudation eines Faltensystems entstanden. Figur 174 soll das erläutern. Hier ist ein gefalteter Schichtenkomplex angenommen, wie er z. B. im Faltenjura vorkommt, der aus abwechselnden harten und weichen Gesteinen besteht. Durch Abtragung der hochragenden Antiklinale ward deren weicher Kern

Fig. 173.



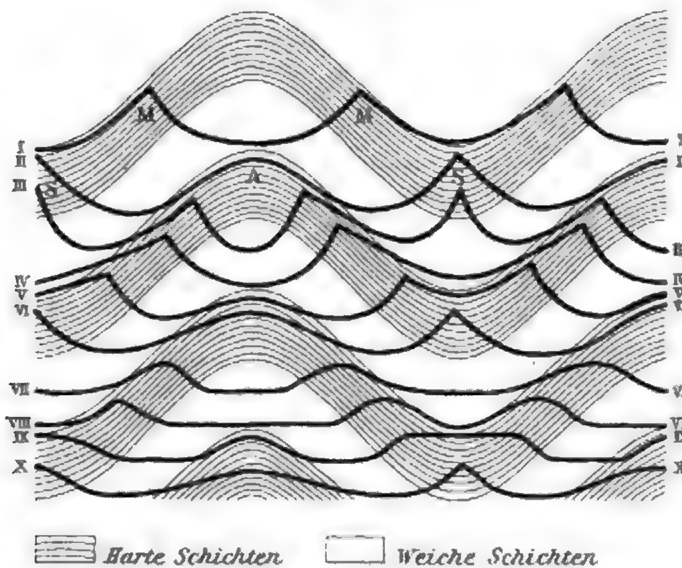
Typen der Gebirgsgliederung.
(Nach Penck.)

a Radiale Gliederung (Oetzthaler Alpen).
b Fiederförmige Gliederung (Zillerthaler Alpen).
c Rostförmige Gliederung mit hakenförmigen Umbiegungen.*)

*) Die hakenförmigen Umbiegungen der Kämme knüpfen sich an das Ausgehende harter Schichten am Ende einer Mulde oder eines Sattels.

bloßgelegt und so ein Antiklinalthal geschaffen, das von zwei Monoklinalkämmen begrenzt ist.*) Daneben besteht ein Synklinalthal (Profil I). Die Monoklinalkämme weichen unter dem Einfluß der Denudation zurück; im Kern des Gewölbes erscheint eine harte Schicht, die nun einen Antiklinalkamm bildet (Profil II). Die Monoklinalkämme sind dabei so weit gegen die Synklinale hin gerückt, dass diese schließlich zu einem Synklinalkamm ward, begrenzt von Monoklinalthälern. Bei weiterer Abtragung entsteht im Gewölbe ein Antiklinalthal, während sich der Synklinalkamm noch hält u. s. f.**) Für die Verteilung der Kämme und Thäler in einem bestimmten Moment gilt, wie **Penck** gezeigt hat, eine einfache Regel: Erhebungen finden sich überall dort, wo zwischen dem durch die Gipfel und dem durch die Thalsohlen gelegten Niveau widerstandsfähige Gesteine, wie Kalkstein, Sandstein auftreten, Vertiefungen dort, wo weiche Gesteine erscheinen. Dabei entspricht die Anordnung der Kämme auch darin der Tektonik, dass deren stets so viele sind als mächtigere harte Schichten an der Oberfläche ausstreichen.

Fig. 174.



Denudation einer gefalteten Schichtserie.
(Nach Penck.)
Die kräftigen Linien I—X markieren Profile durch die Landoberfläche zu verschiedenen Zeiten.

Verbreitung der Gebirgslandschaft. Die Gebirgslandschaft, mag sie nun in Form von Hochgebirgs- oder Mittelgebirgslandschaft auftreten, ist auf der Erdoberfläche weit verbreitet. Ihre großartigste Entfaltung zeigt sie in hochgelegenen Gebieten, besonders in Gebirgen. Sie ist keineswegs an einen bestimmten geologischen Bau geknüpft. Es kann vielmehr eine Gebirgslandschaft bei jeder Lage der Gesteine entstehen, sobald nur Thäler mit deutlichen Wasserscheiden darin eingerissen werden können. Faltenland wie Schollenland und vulkanisches Land, aber nicht minder ungestörtes Land kann uns als Gebirgslandschaft entgegentreten. In der größeren Zahl der Fälle kombiniert sich die Gebirgslandschaft allerdings

*) Wie hierbei die Verschiebung der Wasserscheiden erfolgt, siehe S. 234.

**) In der Figur ist angenommen, dass die Abtragung der Gipfel rascher vor sich geht, als die Eintiefung der Thäler, so dass der Abstand beider sich verkleinert, je tiefer sich die Oberfläche legt. Es entspricht das der Thatsache, dass die Denudation, vor allem aber die Thalbildung umso langsamer arbeitet, je mehr das Land sich erniedrigt.

mit einer gestörten Lagerung der Schichten, weil eben die Dislokationen die hohe Lage des Gebietes verursachten und so eine kräftige Thalbildung ermöglichten. Horizontal aber liegen die Schichten im schweizerischen Mittelland, die die Mittelgebirgslandschaft der Umgebung des Napf zusammensetzen, horizontal auch die Schichten, die die großartige Hochgebirgslandschaft der Umgebung des Virgenthals in Arizona aufbauen. Nur wo Abspülung fehlt, sei es des Klimas, sei es des permeablen Gesteins wegen, entsteht bei schwebender Lagerung der Schichten keine Gebirgslandschaft, sondern eine Tafellandschaft.

Umwandlungsformen der Gebirgslandschaft. Die Hochgebirgslandschaft stellt das höchste Maß von Unebenheit dar, das überhaupt möglich ist; sie ist als solche nicht von langer Lebensdauer. Das Schicksal eines jeden Hochgebirges ist, abgetragen zu werden. Die die Thäler scheidenden Kämme werden durch Verwitterung, Absturz und Abspülung erniedrigt. Schneiden gleichzeitig die Flüsse die Thäler um den gleichen Betrag ein, so dass die relative Höhe der Kämme sich nicht ändert, so erhält sich der Hochgebirgscharakter noch, während die absolute Höhe des Gebirges abnimmt. Arbeiten die Flüsse langsam, so haben Absturz und Abspülung Zeit, die Gehänge abzuböschen, die relative Höhe der Kämme nimmt ab, die Grate werden schließlich durch Verwitterung und Wind abgestutzt; so wird die Hochgebirgslandschaft in eine Mittelgebirgslandschaft verwandelt. Das ist z. B. mit Teilen der norischen und der cetischen Alpen geschehen. Ein solches Ziel wird freilich erst in längern Zeiträumen erreicht, die nach Hunderttausenden von Jahren zählen, aber doch mit der Dauer der geologischen Perioden verglichen kurz sind. Mit der Umformung der Kämme geht häufig die Öffnung der Thäler gegeneinander Hand in Hand; Kammwasserscheiden werden zu Thalwasserscheiden erniedrigt. Geht die Öffnung weiter und betrifft sie schließlich die Mehrzahl der Thäler, so wird das Gebirgsland in eine Berggruppe aufgelöst, die durch fernere Abtragung in eine Hügelgruppe verwandelt werden kann. Als Berge in Form von Rücken oder Kuppen sind hier meist nur noch Partieen aus widerstandsfähigen Gesteinen erhalten. Bei Vulkanen sind es die Lava-Ausfüllungen der Schlote, in anderen Fällen harte Quarzitgesteine, auch Sandsteine und Kalksteine. Die ausgearbeitete Hügelgruppe stellt die letzte aus einem Gebirgsland entstandene unebene Form der Erdoberfläche dar. Erliegt auch sie der Abtragung bis nahezu zum Meeresniveau, so ist eine Rumpflandschaft das Endresultat des ganzen Denudationsprozesses, eine wellige Ebene, wie sie uns in Kanada vorliegt.*) So stellen uns denn Hochgebirgslandschaft, Mittelgebirgslandschaft, ausgearbeitete Berggruppe, Hügelgruppe und endlich Rumpflandschaft die Glieder einer stetigen Entwicklungsreihe dar. Allein oft vollzieht sich diese Entwicklung nicht so kontinuierlich, sondern sie wird gestört. So

*) Nicht immer ist die Rumpflandschaft die Folge eines Denudationsprozesses; mehrfach scheint die Abtragung auch durch die Abrasion der Brandung erfolgt zu sein.

kann eine Mittelgebirgslandschaft durch Senkung der Erosionsbasis, die den Flüssen von neuem einzuschneiden erlaubt, in eine Hochgebirgslandschaft oder eine Rumpffläche durch Hebung in eine Mittelgebirgslandschaft umgestaltet werden u. s. w. Wie diese Vorgänge sich abspielen, hat W. M. Davis für die Gebiete am atlantischen Gestade der Vereinigten Staaten gezeigt. Er wies nach, dass diese Gegend dreimal in eine Rumpflandschaft verwandelt wurde, in vortriassischer, in kretacischer und in tertiärer Zeit. Jedesmal ergriffen von neuem Dislokationen das Rumpfland, hoben es empor und dislocierten es in verschiedener Weise; dadurch leiteten sie eine neue Periode der Thalbildung ein, die aus der Rumpffläche abermals eine Mittelgebirgslandschaft schuf, die wieder der Denudation erlag. Die Beobachtungen, die er hier anstellen konnte, veranlaßten Davis ganz allgemein in der Entwicklung der Oberflächenformen drei Alterstufen der Landschaft zu unterscheiden: 1. Die Jugend; die Formen der Landschaft sind hier noch relativ unberührt von abtragenden Prozessen, und direkt auf Akkumulation oder auf Krusten- oder Magma-Bewegungen zurückzuführen. 2. Die Reife. Durch Abtragung (Erosion und Denudation) ist ein Maximum von Unebenheit entstanden. 3. Das Alter. Die Landschaft ist durch Abtragung in eine ausdruckslose Rumpffläche (*peneplain* = Fastebene) verwandelt worden.

Becken.

Definition und allgemeine Eigenschaften. Becken sind hohle Formen, die rings von ansteigenden Böschungen umgeben sind; hohl sind sie stets in Bezug auf die Niveaufläche der kugelförmigen Erde, aber nicht immer absolut. So stellt sich das Becken des kaspischen Meeres zwar, wenn man seinen Boden auf die Kugelgestalt der Erde bezieht, als ein Becken dar, während sein Boden thatsächlich durchaus konvex ist, nur weniger konvex als die Niveaufläche der Erde an der betreffenden Stelle; daher ist es auch von Wasser eingenommen. Becken, die absolut hohle Formen sind, hat Penck in neuerer Zeit Wannen genannt.*)

Überall, wo auf der Landoberfläche reichlich Wasser vorhanden ist, sind die Becken bis zum Überfließen mit Wasser gefüllt; sie beherbergen Flußseeen. Die Ausdehnung des Seespiegels entspricht hier der Größe des Beckens. Anders in Gegenden, wo fließendes Wasser, sei es des trockenen Klimas, sei es des permeablen Bodens wegen, fehlt. Die Becken sind hier teilweise oder ganz leer und besitzen überhaupt keinen oder doch keinen oberirdischen Abfluss. Nimmt ein See ein solches Becken ohne oberirdischen Abfluß ein und fehlt ihm jeglicher Abfluss, so dass ihm Wasser nur durch Verdunstung entzogen wird, wie oft in

*) Penck vermeidet den Ausdruck Becken, weil dieser in der That in sehr verschiedener Bedeutung gebraucht wird (Thalbecken, Flußbecken, Pariser Becken, Kohlenbecken u. s. w.). Der Ausdruck Wanne ist daher für absolut hohle Formen sehr zweckentsprechend. Doch läßt sich der alte eingebürgerte Ausdruck Becken dafür nicht auf einmal verdrängen. Wir gebrauchen hier beide Ausdrücke nebeneinander und zwar im Sinn der obigen Definition.

trockenen Gebieten, dann nennt man den See einen Endsee; findet die Abführung des Wassers aus dem See durch unterirdische Kanäle statt, wie in feuchten Klimaten im Bereich permeabler Gesteine, so liegt ein Blindsee vor.

Becken sind auf der Landoberfläche überaus verbreitet; aber nur dort treten sie deutlich hervor, wo sie von Wasser erfüllt sind. Leere Becken lassen sich meist nur durch genaue Vermessungen als solche erkennen, da ihre Tiefe im Vergleich zu ihrer horizontalen Ausdehnung stets gering ist. Manche Becken reichen mit ihrem Boden unter das Meeresniveau (Depressionen). Die tiefste und zugleich ausgedehnteste Depression findet sich im Bereich des Kaspischen Meeres, dessen Spiegel in — 26 *m* Seehöhe liegt und dessen größte Tiefe 1124 *m* unter den Spiegel des Mittelmeeres hinabgeht. Andere besonders tiefe Depressionen weisen auf der Baikalsee (Boden in — 896 *m* Seehöhe, Spiegel in + 477 *m*), das Jordanthal mit dem Toten Meer (Boden — 793 *m*, Spiegel — 394 *m*) und der Gardasee (Boden — 281 *m*, Spiegel + 65 *m*). Selbst mitten im Centrum der alten Welt bei Turfan nördlich des Tarimbeckens (89° E. v. G., 43° N.) ist eine leere Depression von ca. 50 *m* Tiefe entdeckt worden.

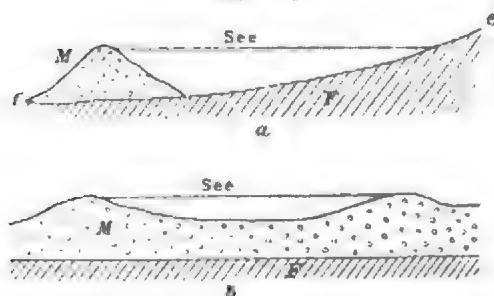
Entstehung der Becken. Überaus mannigfach sind die Vorgänge, die zur Bildung von Becken führen können.*) Es lassen sich unterscheiden: 1. tektonische Becken, 2. Akkumulationsbecken, 3. Abgliederungsbecken, 4. Ausräumungsbecken, 5. Einsturz- und Explosionsbecken.

Die tektonischen oder aufgebauten Becken sind durch Dislokationen der festen Erdkruste, durch Faltungen oder Verwerfungen entstanden. Beim japanischen Beben vom 28. Oktober 1891 bildete sich eine Verwerfung, die in einem Thal, das sie querte, einen Fluß staute und so die Bildung eines Sees verursachte, der freilich bald schwand (Koto). Gewaltige Becken im Bereich der afrikanischen Gräben und ihrer nördlichen Ausläufer sind auf das Einsinken leistenförmiger Stücke der Erdrinde zurückzuführen (Grabenbecken). So bildete sich das Becken des Ghôr mit dem Toten Meer, der Rudolfsee, der Tanganjikasee, der Nyassasee u. a. m. Als ein mächtiges, kesselförmiges Einbruchbecken deutet Suess den südlichen Teil des Kaspischen Meeres, während Sjögren in ihm ein Synklinalbecken sehen möchte. Im Great Bassin der Vereinigten Staaten schufen Schollenbewegungen zahlreiche Becken, die in der Eiszeit z. T. große Seen beherbergten. Alle diese Becken liegen in trockenen Gebieten, wo rinnendes Wasser mehr oder minder fehlt und daher den Krustenbewegungen nicht entgegenarbeiten konnte. In Gegenden, die von jeher rinnendem Wasser, diesem größten Feind der Beckenbildung, ausgesetzt waren, sind tektonische Becken noch nicht sicher nachgewiesen worden. Dagegen können sich auch unter Wasserbedeckung, z. B. am Boden eines Meeres, oder unter Gletscherbedeckung durch Dislokationen Becken bilden.

*) Vgl. besonders v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886. S. 261.

Zahlreiche Becken sind durch Akkumulation gebildet. Hier stehen die umschütteten Becken (Umschüttungsbecken) und die abgedämmten Becken (Abdämmungsbecken) einander gegenüber. Alle Vorgänge, die eine ungleichmäßige Akkumulation veranlassen, führen fast stets auch zur Bildung von Becken (v. Richthofens Schuttlandbecken). Im Ablagerungsgebiet des mächtigen Bergsturzes, der am Schluß der Eiszeit bei Flims im Graubündner Rheinthal niederging, treffen wir noch heute vier kleine Seen. Auch der gewaltige Bergsturz am Fernpass an der Grenze zwischen Tirol und Bayern trägt einige Seen. Daneben finden sich stets zahlreiche leere Becken, da das Wasser im lockern Bergsturzschutt leicht versickert. Wo die diluvialen Gletscher gewichen sind, da haben sie oft auf flachem Gelände einen mehr oder minder mächtigen unregelmäßigen Überzug von Grundmoräne und an ihrem einstigen Ende ein Gewirr von End- und Ufermoränen hinterlassen; zahlreiche kleine Becken sind hier durch die unregelmäßige Akkumulation gebildet worden, die meist von Seen eingenommen sind, wie jede Moränenlandschaft zeigt. Auch zwischen Dünen, den Gebilden äolischer Akkumulation, treten häufig Becken auf, so an den Küsten, wo sie nicht selten Seen beherhergen, aber auch im Innern der Kontinente, wo sie stets leer sind. Auch bei unregelmäßiger fluviatiler Akkumulation durch Dammflüsse, die sich bald hierhin, bald dorthin wenden, können Becken ausgespart werden. Endlich führt die Aufhäufung vulkanischer Auswürfe rings um den Eruptionsschlund, also die Bildung eines Kraters, zur Entstehung eines Beckens.

Fig. 175.



a Abdämmungsbecken (*F* Fels, *e f* ursprüngliche Thalsohle, *M* abdämmender Wall).
b Umschüttungsbecken (*F* Fels, *M* unregelmäßig angehäufte Schuttlage).

Alle diese durch Umschüttung entstandenen Becken pflegen nur klein zu sein; weit größer sind oft Becken, die in einem Thal durch einen sich vorlegenden Wall abgedämmt wurden. Ein Bergsturz löste sich bei Kandersteg im Berner Oberland nach Schluß der Eiszeit ab und dämmte im Oeschinenthal den Oeschinensee auf. 1772 entstand durch einen Bergsturz der Alleghe-See in den venetianischen Alpen. Häufig geben Schuttkegel, die von den Seiten sich ins Hauptthal hineinbauen, Veranlassung zur Entstehung eines Beckens. Dieser Art sind der Silser- und der Silvaplanasee im Oberengadin, der Davoser See, die Seen auf Reschenscheideck in Tirol und viele andere. Aber auch Akkumulation im Hauptfluß kann in den Nebenflüssen Seen aufstauen. In der Eiszeit erhöhte sich der Boden des Innthals bei Jenbach durch Akkumulation so erheblich, dass er 400 *m* höher zu liegen kam als heute. Dadurch wurde in einem Seitenthal der Achensee aufgestaut. Die Stauung war so bedeutend, dass der See nach Norden überfloß und heute noch der Isar

tributär ist. Auf die gleiche Erscheinung führt sich die Bildung der Seen am Pruth und seinen östlichen Nachbarflüssen zurück: sie sind eine Folge der Akkumulation der Donau im Bereich ihres Deltas. Durch Akkumulation an den Ufern des Hauptflusses abgedämmte Wannen sind die Altwasser, die so vielfach in Flußmündungen auftreten und abgeschnittene Serpentinen des Flußes darstellen (vgl. oben S. 232). Durch einen Lavastrom aufgedämmt ist der Lac d' Aydat, durch einen mitten im Thal aufgeworfenen Vulkankegel der Lac du Chambon, beide in der Auvergne. Der Merjelnsee im Canton Wallis entsteht dadurch, dass der Aletschgletscher sich wie ein Damm vor ein kleines Thal legt. Grönland zeigt zahlreiche solche Eisdammseen. Der Pfäffiker, der Hallwyler, der Sempacher See im schweizerischen Mittelland und manche andere sind im wesentlichen durch Endmoränen abgedämmt, die sich an ihrem untern Ende quer über das Thal legen.*)

Den abgedämmten Becken verwandt sind solche, die von größeren Becken durch einen Damm abgeschnürt wurden (Abgliederungsbecken v. Richthofens). Hierbei spielen die Deltaanschwemmungen der Flüsse eine große Rolle. Das Delta des Mäander hat den innern Teil des latmischen Busens an der kleinasiatischen Küste vollkommen vom Meer abgeschnürt und so in einen See verwandelt. Durch das Delta der Lütschine und des Lombachs wurde in postglacialer Zeit der Brienzer See vom Thuner See getrennt. Auch Strandwälle können in dieser Weise Meeresteile abgliedern, sei es nun, dass sie ein schmales versenktes Thal vom offenen Meer abschneiden, wie bei den Limanen Südrusslands, sei es eine breite Meeresbucht, wie bei manchen Küstenseen.

Zu den Abgliederungsbecken darf man auch solche rechnen, die durch eine Strandverschiebung über Wasser gerieten. Hier ist allerdings die Beckenform selbst schon älteren Ursprungs und nur durch die Strandverschiebung der Landoberfläche einverleibt worden. So ist der Hintergrund zahlreicher Fjorde Norwegens durch die Hebung Skandinaviens über Wasser geraten und Becken, die sich früher unter dem Meer fanden, sind in Seen verwandelt worden. Wenn auch eine solche Entstehung für manchen See feststeht, so ist doch die Bedeutung dieses Vorgangs weit überschätzt worden, als man, ausgehend von dem Auftreten mariner Organismen in gewissen Seen, für diese ohne Ausnahme einen früheren Zusammenhang mit dem Meer annahm, der dann später durch Emportauchen des Landes aufgehoben worden sein sollte. So sollten die großen skandinavischen Seen, manche Alpenseen u. s. w. als Relikte des Meeres zurückgeblieben sein. R. Credner hat die Haltlosigkeit

*) Nur nebenbei erwähnen wir der künstlichen, durch Menschenhand abgedämmten Wannen. So ist das Gebiet der Dombes nördlich von Lyon von unzähligen Teichen bedeckt; gleiches gilt vom Plateau von Dekan. Die meisten dieser Becken sind klein. Gewaltige Becken hat dagegen der Mensch im Bereich des Rheindeltas geschaffen, indem er weite Flächen, die sonst bei Hochwasser unter Wasser lagen, mit Deichen umzog und das Wasser auspumpte. Das unter dem Meeresspiegel liegende, also als künstlich geschaffene Depression anzusprechende Gebiet umfaßt in Holland volle 14757 *qkm*.

dieser Schlüsse für die Mehrzahl der angeblichen Reliktenseen dargethan und nachgewiesen, dass die marinen Organismen in jene Seen erst nachträglich eingewandert sind.

Ausräumungsbecken enstehen auf verschiedene Weise. Fließendes Wasser kann im allgemeinen nur kleine Becken ausspülen; sie finden sich z. B. an Prallstellen, dann auch unterhalb von Wasserfällen. Solche Becken heißen Kolke. Größere Becken vermag das fließende Wasser nur im durchlässigen Gelände zu bilden. Abspülung und Flüsse arbeiten hier genau wie in einem Thal; allein das Wasser verlässt das denudierte Gebiet in unterirdischem Lauf und entfernt auf diesem Wege auch den Detritus; so entsteht statt eines Thales mit gleichsinnigem Gefälle ein Becken. Die Karstlandschaft bietet zahllose Beispiele in ihren Dolinen und Poljen. In welchem Umfang die Gletschererosion Becken zu schaffen vermag, ist heute noch strittig; auf Glacialerosion führen sich wohl die skandinavischen Seen, desgleichen zahlreiche der alpinen, wie z. B. Würmsee und Ammersee, zurück (vgl. S. 345).

Nur selten sind im Vergleich zu den Becken der betrachteten Kategorieen solche, die sich auf Explosion und solche, die sich auf Einsturz zurückführen. Als Explosionsbecken sind die Maare zu betrachten; sie wurden durch eine vulkanische Explosion ausgesprengt (vgl. oben S. 122). F. v. Richthofen stellt auch die Kraterbecken hierher, die wir jedoch zu den Umschüttungsformen gezählt haben. Durch Einsturz von Höhlen sind manche Becken der Karstgebiete zu erklären. Wo im Schwemmland große Massen durchfeuchteter Sedimente sich sacken, kann es gleichfalls zur Bildung von Becken kommen.

Seen. Das gesamte Areal der Seen der Erde beträgt in runder Zahl 2 Millionen *qkm*. Davon entfällt nahezu die Hälfte auf die sechs größten, über 50.000 *qkm* fassenden Seen (Kaspisches Meer 440.000 *qkm*, Huronen- und Michigansee zusammen 120.000 *qkm**), Oberer See 81.000 *qkm*, Victoria-Njansa 75.000 *qkm*, Aral-See 67.000 *qkm*). Von diesen Riesen abwärts treffen wir alle Größen bis zu Seen, die nur wenige Quadratmeter messen. Klein sind verhältnismäßig unsere Alpenseen: Genfer See nur 582 *qkm*, dagegen Ladogasee 18.000 *qkm*. Ebenso verschieden ist die Tiefe; doch ist sie stets im Vergleich zur horizontalen Ausdehnung der Seen gering (Fig. 176). Nur zwei Seen weisen Tiefen auf, die 1000 *m* übersteigen: Baikalsee 1373 *m*, Kaspisches Meer 1098 *m*. Der tiefste Alpensee, der Comersee, ist nur 409 *m* tief. Auch die Umrisse der Seen sind sehr mannigfaltig. Dagegen sind die Wandungen und der Boden der Seen, besonders der größeren, oft nach einem bestimmten Typus ausgestaltet, da sie ein Resultat der Arbeit des Sees selbst sind.

---

*) Huronen- und Michigansee werden meist getrennt aufgeführt (62.000 und 58.000 *qkm*), während sie doch nur ein See sind, wie ihre vollkommen gleiche Höhe (176·3 *m*) und ihre freie Verbindung beweist.

Die Brandung schafft eine Strandplattform, die in einer Halde gegen den Seeboden abfällt und landwärts oft von einem Kliff begrenzt wird. Ihr unter Wasser befindlicher Teil heißt*) Wyße, weil er weiß durchs Wasser schimmert. Durch das Wandern des Geschiebes dem Ufer entlang entstehen Haken und Nehrungen. Einmündende Flüsse werfen Deltas auf. So gewinnen die Seitenböschungen eine typische Form. Aber auch seinen Boden gestaltet ein See selbst aus, indem er ihn mit seinen Sedimenten aufschüttet. Er ist meist infolge der Sedimentation, die gerade die größten Tiefen anzufüllen strebt, auf weite Strecken ausgezeichnet eben. So differieren die Tiefen in der Mitte des Genfer Sees auf einer 60 *qkm* umfassenden Fläche nur um 4 *m* und im centralen Teil von 5 *qkm* sogar nur um 5 *dm*. Diese Ausgestaltung zeigt sich nur bei älteren Seen und fehlt bei ganz jungen.

Ganz verschieden gestaltet sich der W a s s e r h a u s h a l t der Seen. Ein scharfer Gegensatz besteht zwischen den Endseen einerseits und den Flußseen und Blindseen andererseits. Jenen wird Wasser ausschließlich durch Verdunstung entzogen, diesen hauptsächlich durch den Abfluß. Die Änderungen des Wasserstandes vollziehen sich in Flußseen ganz wie in Flüssen, jedoch verspäten sie sich etwas und sind sehr stark gedämpft. Es entfernt sich der Seespiegel niemals erheblich von seiner Mittellage; er ist durch den Abfluß festgelegt. Selbst wenn eine dauernde Zunahme der Zufuhr erfolgt, steigt der See nur wenig; denn schon ein geringes Steigen genügt, um den Querschnitt des Abflußes und damit diesen selbst zu vergrößern und so rasch wieder das Gleichgewicht herzustellen. Die Schwankungen der Flußseen sind daher stets gering. Ganz anders die Endseen. Jede Änderung der Wasserzufuhr äußert sich hier in einer merklichen Änderung des Wasserstandes, denn sie bedingt nicht sofort eine entsprechende Änderung der Abfuhr durch Verdunstung; kaum je besteht ein vollkommener Gleichgewichtszustand zwischen Zufuhr und Verdunstung. Der Wasserstand der Endseen ist daher sehr unbeständig, die Schwankungen sind bedeutend, da ein Abfluß fehlt, der den Seespiegel in einer bestimmmten Höhe festhalten würde. Die



Fig. 176.

Längsschnitt und Querschnitte des Hallstätter Sees, nach Simony.
(Die Querschnitte entsprechen der Reihe nach den darüber befindlichen Punkten des Längsschnittes.)

*) Am Bodensee.

Jahresperiode des Wasserstandes entspricht fast stets sowohl bei Flußseen als bei Endseen der Jahresperiode der Flüsse ihrer Gegend (vgl. S. 210).

Hand in Hand mit dem Gegensatz im Wasserhaushalt der Endseen und der Seen mit Abfluß geht ein Gegensatz in der Zusammensetzung des Wassers. Das Wasser der Flußseen wechselt ständig, indem Wasser zugeführt und gleichzeitig abgeführt wird. Eine Anreicherung des Seewassers mit gelösten Stoffen findet nicht statt, da der Abfluß stets die gelösten Massen mit fortführt. Anders in den Endseen. Hier wird wohl durch die Verdunstung dem See Wasser entnommen, allein alle gelösten Stoffe bleiben zurück. Daher ist der Salzgehalt des Wassers von Seen, die schon lange als Endseen existieren, bedeutend. So haben der Aralsee einen Salzgehalt von 1.08%, die Bitterseen des Suezkanals 5.37%, der Große Salzsee je nach dem Wasserstand schwankend 13.4 bis 22.3, das Tote Meer 23.8, der Eltonsee 27.1, der Rote See auf der Landenge von Perokop in der Krim 32.9, der Gingundag am kleinen Ararat sogar 36.8%. In großen Endseen wechselt der Salzgehalt sogar von Stelle zu Stelle. Im Kaspischen Meer beträgt er bei der Wolgamündung 0.15, bei Baku 1.4, im Karabugas aber 28.5%. Doch giebt es auch einige Endseen, die süß oder doch nahezu süß sind. Das gilt vom Tsadsee, der allerdings temporär einen Abfluß erhält. Nahezu süßes Wasser haben der Pyramidensee, der Walkersee und der Winemuccasee im Großen Becken der Vereinigten Staaten. J. C. Russell führt das darauf zurück, dass diese Seen wahrscheinlich vor kurzer Zeit (d. h. vor wenigen Jahrhunderten) ganz eingetrocknet waren; alles Salz war dabei auskrystallisiert und dann von Schlamm zugedeckt worden und blieb so vor Wiederauflösung geschützt, als die Becken sich wieder füllten. Auf einen solchen Vorgang führt Sven Hedin auch zurück, dass heute der nördliche Lop-nor im Tarimbecken wieder süß ist.

Die Temperaturverhältnisse der Seen hängen ganz vom Klima ab. Von besonderem Interesse ist die Schichtung des Wassers nach seiner Temperatur, die mit dem Vorgang der Erwärmung und der Abkühlung zusammenhängt. Ist die Temperatur über der Temperatur des Dichtigkeitsmaximums (bei süßem Wasser 4°), so pflanzt sich die Erwärmung von der Oberfläche aus durch Leitung in die Tiefe fort. Kühlt sich dagegen das Wasser an der Oberfläche ab, so wird es schwerer als die unmittelbar darunter gelegenen Wassermassen und sinkt zur Tiefe; so schreitet die Abkühlung durch Strömungen und Mischung zur Tiefe fort. Dabei ist stets die wärmste Schicht oben. Ganz anders, wenn der Körper des Sees eine Temperatur tiefer als die Temperatur des Dichtigkeitsmaximums besitzt. Dann dringt die Erwärmung durch Mischung zur Tiefe, weil die Schichten der Oberfläche durch die Erwärmung schwerer werden; andererseits pflanzt sich die Abkühlung durch Leitung abwärts fort (vgl. auch Abteilung I, S. 122). Die wärmste Schicht ist in diesem Fall als die schwerste stets unten. Nach ihrem thermischen Verhalten unterscheidet F. A. Forel drei Typen von Seen: 1. Tropische Seen, denen

auch der Genfer See angehört; hier sinkt die Temperatur der Oberfläche nie unter die Temperatur des Dichtigkeitsmaximums. Daher nimmt die Temperatur mit wachsender Tiefe stets ab. Nur in der kalten Jahreszeit herrscht von unten bis oben die gleiche Temperatur, die der Wintertemperatur der Luft etwa entspricht. 2. Polare Seen. Hier steigt die Temperatur nie über die Temperatur des Dichtigkeitsmaximums. Im Sommer ist das Wasser von unten bis oben gleichmäßig erwärmt; im Winter findet sich relativ warmes Wasser unten, kaltes oben. Hier herrscht also verkehrte Temperaturschichtung. 3. Gemäßigte Seen. Sie folgen im Sommer dem Typus der tropischen Seen (oben warm, unten kalt, aber nicht unter der Temperatur des Dichtigkeitsmaximums), im Winter dem der polaren Seen (oben kalt, unten relativ warm, aber nicht über der Temperatur des Dichtigkeitsmaximums).

Erlöschen der Seen. Seen sind nur vorübergehende Erscheinungen auf der Landoberfläche; denn jeder See trägt den Keim des Unterganges in sich. Wo wir daher heute Seen finden, erfolgte entweder noch in jüngster Zeit eine Fortbildung der Becken oder aber es vollzog sich ein Klimawechsel, der vorher leere Becken mit Wasser füllte.

Die Flußseen gehen teils durch Zuschüttung, teils durch Ablassen zu Grunde. Alle großen alpinen Seen reichten einst tiefer ins Gebirge hinein, der Bodensee mindestens bis Werdenberg, der Genfer See bis Bex, der Brienzer See bis Meiringen. Die Flüsse haben den oberen Teil dieser Seen vollkommen verschüttet. Auch von den flußfreien Ufern gelangen durch die Brandung Schuttmassen in den See und der Boden wird ebenfalls durch Absätze von feinem Schlamm erhöht. So vermindert sich die Fläche des Sees und zugleich seine Tiefe; schließlich geht der See ganz zu Grunde und wird zum Sumpf. An kleinen Seen spielt die Vermoorung bei der Auffüllung des Beckens eine wichtige Rolle. In flachen Becken erfolgt sie von unten: in der Uferzone setzen sich Wasserpflanzen aller Art an, Binsen und Schilfrohr gesellen sich dazu. Wenn die Leichen dieser Pflanzen gemengt mit anorganischem Schlamm die Uferzone bis zum Wasserspiegel erhöht haben, siedelt sich Ried- und Wollgras an. Dazwischen werden Teile dieser Masse durch ihr eigenes Gewicht gegen die Seemitte hin ausgequetscht und gleiten zur Tiefe. So rückt die Landbildung koncentrisch gegen die Seemitte vor. Ist das Wasser tiefer, so kommt es zur Bildung von Schwingrasen, d. i. einer schwimmenden Lage von Moosvegetation, die vom Ufer gegen die Mitte des Sees wächst; je gewaltiger diese Decke wird, desto mehr Wasser verdrängt sie, bis sie schließlich das ganze Becken ausgefüllt hat und auf dem Seeboden aufruht. Viel seltener als durch Zufüllung gehen Seen dadurch zu Grunde, dass ihr Abfluß in die Tiefe schneidet, so den Seespiegel senkt und schließlich den See ganz abläßt. So ist durch Einschneiden der Rhone bei Genf der Spiegel des Genfer Sees seit der Eiszeit um 30 *m* gesunken, der des Onegasees durch Einschneiden des Swir um 20 *m*. So langsam alle diese Prozesse sich auch vollziehen, so haben sie doch den Seebestand z. B. der

seit der letzten Eiszeit eisfrei gewordenen Regionen sehr erheblich gemindert. Nach August Böhm sind allein in den letzten 100 Jahren in Tirol 118 Seen geschwunden, nach H. Walser im kleinen Gebiete des Kantons Zürich im flachen Land seit 240 Jahren 73; es handelt sich allerdings hier stets um kleine Seen.

Von längerem Bestand sind, so lange das Klima konstant ist, die Endseen. Damit der gleichbleibenden Wasserzufuhr die Verdunstung das Gleichgewicht hält, muß die Oberfläche des Sees eine bestimmte Größe besitzen. Wenn auch Flüsse ihre Sedimente in den See schwemmen, so wird dadurch wohl das Wasser des Sees verdrängt, aber die Fläche nicht verkleinert: der See verschiebt sich vor der Sedimentation. Ist er auch in seiner neuen Lage verschüttet, so wandert er wieder weiter. Gleichmäßig füllt sich dabei das Gebiet, wo er hin und her wandert, mit Sedimenten auf, und er selbst hat stets eine verschwindende Tiefe. Austrocknen aber kann der See nie, es sei denn, dass das Klima trockener wird und die Flüsse ihn nicht mehr erreichen. Ein ausgezeichnetes Beispiel bietet nach Sven Hedin der Lop-nor im Tarimbecken. Der See nimmt offenbar je nach der Sedimentation bald eine mehr nördliche, bald eine mehr südliche Lage ein. Auch der Hamun-Sumpf sei als Beispiel genannt.

Wenn auch für längere Zeiträume das Klima heute als konstant angenommen werden darf, so wechselt doch gerade in den Trockengebieten, in denen Endseen sich finden, die Witterung überaus stark; auch die 35jährigen Klimaschwankungen vollziehen sich hier besonders scharf. So kommt es, dass sich oft in einer regenreichen Zeit in kleinen Becken Seen bilden, die später wieder an Abzehrung zu Grunde gehen, wie das letztere Rossikof für die kaspischen Niederungen schildert. Manche große Seen sollen in dieser Art durch Verdunstung sogar stetig an Umfang abnehmen, so der Balkaschsee. Allein bei solchen Schlüssen ist Vorsicht geboten, da bei Außerachtlassung der Klimaschwankungen leicht Trugschlüsse gezogen werden können. So steht es z. B. fest, dass das Kaspische Meer, von dem so oft ein kontinuierliches Schwinden berichtet worden ist, in den letzten Jahrhunderten wohl eine Reihe von Schwankungen seines Spiegels, aber keinen einseitigen Rückgang erfahren hat; ja sein Spiegel stand wahrscheinlich im Anfang des 12. Jahrhunderts um volle 4 *m* tiefer als heute.

Becken- und Wannenlandschaften.

Becken treten fast immer gesellig auf, so dass man geradezu von Becken- oder Wannenlandschaften sprechen darf. Als Beckenlandschaften ausgedehntester Verbreitung erscheinen einerseits die Trockengebiete der Erde, andererseits die alten Gletschergebiete. Beide waren oder sind heute noch durch klimatische Ursachen der Einwirkung des fließenden Wassers entzogen und zeichnen sich daher durch unentwickelte hydrographische Verhältnisse aus. Daneben aber erscheinen, wenn auch in geringerer Verbreitung,

mehr lokale Striche, die sich durch Beckenreichtum hervorheben. Es sind bald Gebiete unregelmäßiger Akkumulation, wie sie uns in Gebirgen, in Flußniederungen, an Küsten oder auch in vulkanischem Land entgegentreten, oder aber Gebiete durchlässiger Gesteine, wo die Entwässerung sich zu einem guten Teil unterirdisch vollzieht.

Die Wannenlandschaften der Trockengebiete decken sich größtenteils mit den abflußlosen Flächen der Kontinente. Ihre Hauptverbreitung haben sie besonders in der Wüstenzone der Erde zwischen dem 15. und 45.° nördlicher sowohl als südlicher Breite. Die Zahl der Becken ist hier überaus groß; doch sind nur verhältnismäßig wenige von ihnen von Seen — meist von salzigen Endseen — eingenommen, die meisten aber leer. Wären diese Becken mit Wasser gefüllt, so würde z. B. Westaustralien nicht weniger seenreich sein als Finnland. Am Saum der Trockengebiete stellen sich große Flußseen ein, deren Wasser dem Ocean zueilt. Sie vermitteln einen Übergang zu der mehr seefreien oceanischen Abdachung der Festländer. Manche Seen dieser Übergangszone besitzen nur temporär einen Abfluß und funktionieren dazwischen vollkommen als Endseen, wie der Neusiedlersee, der Plattensee, auch der Tanganjika- und der Nyassasee. Andere sind kürzlich, d. h. nach Schluß der Eiszeit, abflußlos geworden, wie der Aralsee und der Große Salzsee der Mormonen. Jede, auch die geringste Klimaänderung bringt hier schon Veränderungen in den stehenden Gewässern hervor.

Die große Mehrzahl der Becken der Trockengebiete ist tektonischen Ursprungs. Doch kommen auch Becken anderer Entstehung vor. So ist der Neusiedlersee, ein echter Steppensee, durch den gewaltigen Schuttkegel der Donau abgedämmt. Manche flache Becken Centralasiens werden der Winderosion auf Rechnung gesetzt, andere der Anhäufung von Dünen.

Die Wannenlandschaften der alten Gletschergebiete gehören feuchten Klimaprovinzen an, da auf sie das Vorkommen ausgedehnter Vergletscherungen beschränkt war. Eine Karte der alten Gletscher (vgl. S. 87 und S. 88) zeichnet auf das schärfste auch die Verbreitung der Becken, wie zuerst Leblanc erkannte. Stets sind sie, so weit sie sich noch erhalten haben, von Seen eingenommen und daher leicht kenntlich. Eine Reihe der größten und tiefsten Seen gehören hierher, so die kanadischen Seen, die nordrussischen und die skandinavischen Seen, dann aber ungezählte kleine. Das von Seen eingenommene Areal ist überaus groß. In Finnland sind 12.9% des Areals von Seen bedeckt; in Mecklenburg zählte E. Geinitz 650 Seen; schier ungeheuer ist die Zahl der Seen in Canada.

In der Genesis dieser Becken spiegelt sich deutlich die allgemeine Teilung der vergletscherten Gebiete in zwei Zonen wieder: in eine äußere Zone, die bis zum Rand des Gletschergebietes sich erstreckt und in der eine intensive glaciale Akkumulation stattfand, — die Moränenlandschaft — und in eine innere, im wesentlichen von Glacialschutt freie

Zone, in der die Gletscher vorwiegend ausräumten, — die Rundhöckerlandschaft. In jener dominieren die kleinen Seen unregelmäßiger glacialer Akkumulation, wie z. B. im Bereich der Seenplatte Norddeutschlands. In der Rundhöckerlandschaft herrschen dagegen Felsbecken vor, z. T. wohl ein Werk der Gletscherkorrasion. Für die kleinen Becken wird das heute ziemlich allgemein zugegeben, so neuerdings auch von Ed. Richter, während die Frage nach der Entstehung der großen Seen der Gletschergebiete, wie der skandinavischen und der kanadischen, noch viel umstritten ist. Bei manchen Seen spielt allerdings eine Stauung durch Moränen und glaciale Kiese mit; allein ein Teil des Beckens ist doch stets in anstehendes Gestein eingesenkt. Der Gedanke an eine Entstehung durch Gletscherkorrasion, wie sie A. C. Ramsay zuerst annahm, ist hier oft kaum abzuweisen. So liegt z. B. der Wettersee, der Hjelmarsee und der Siljansee im Gebiet einer tektonischen Senkung, die weiche Silurschichten neben harte archäische Gesteine brachte. Diese weichen Schichten sind bis auf einige Überreste vom Eis ausgeschürft und so durch Gletschererosion die Seen gebildet worden (Brögger, Holm, Nathorst). Andere Seen mögen dadurch entstanden sein, dass das Eis den durch die Verwitterung geschaffenen Schutt ausräumte oder auch mit Kies zugefüllte alte Becken reexcavierte (G. de Mortillet). Aber auch die Möglichkeit einer Beckenbildung durch Krustenbewegungen unter dem Eis ist zu erwägen.

Wannen in Gebirgsländern. In Gebirgen besteht stets Neigung zu unregelmäßiger Anhäufung von Schutt und damit zu Wannenbildung, sei es durch Bergstürze, durch Wildbäche oder durch Flüsse. Dazu waren die meisten Gebirge einst vergletschert; sie sind daher glacial ausgestaltet. So stammt die Mehrzahl der Seen der Alpen aus der Eiszeit. Andererseits aber sind gerade in Gebirgen die Seen der Wirkung des fließenden Wassers ausgesetzt und daher besonders leicht dem Untergang geweiht. Nur wo die Flußwirkung gering ist, erhalten sich Seen lange Zeit, so in der Nähe der Wasserscheiden, auf Rücken, Plateaus und Pässen. Teils sind es Schuttkegelseen, teils Kolke, teils auch Karstwannen. Auch auf dem Gehänge und zwar besonders in den schon früher erwähnten Karen trifft man Seen. Sie halten sich hier meist in einer bestimmten Höhenzone. Dass sie einst von kleinen Gletschern eingenommen waren, zeigen Moränen und Gletscherschliffe.

Sehr mannigfacher Entstehung sind die Thalseen der Gebirge. Die Alpen weisen zahlreiche Beispiele für Thalseen auf, die durch Bergstürze, durch Schuttkegel, durch Akkumulation des Hauptflusses abgedämmt wurden. Allein die Entstehung gerade der großen Seen ist noch nicht vollkommen sichergestellt. Dass auch sie ursächlich mit der alten Vergletscherung zusammenhängen, deutet schon ihre Verbreitung an, die nirgends über die Grenzen der alten Gletscher hinausgeht. Alles oben allgemein für die großen Seen der Gletschergebiete gesagte gilt auch für sie. Die oberitalienischen Seen z. B. sind z. T. durch die an ihrem

untern Ende vom Eis abgelagerten Moränen und Kiese gestaut, z. T. aber auch in anstehende Schichten eingesenkt. Der Gedanke einerseits an Gletscherkorrasion, andererseits an subglaciale Krustenbewegungen liegt nahe. Die am Rand der Alpen gelegenen Seen möchte Heim als die Folge eines Rücksinkens des Alpengebirges nach erfolgter Faltung erklären, wodurch die großen Thäler der Alpen an ihrem Ausgang aufgedämmt und so in Seen verwandelt worden sein sollen.

Becken vulkanischer Gebiete. Häufig treten Becken in vulkanischen Gebieten auf. Die Eifel, die Auvergne, das italienische Vulkangebiet bieten Beispiele in Fülle. Kraterbecken, Lavadammbecken, Maare zeigen sich neben einander. Oft beherbergen sie Seen, die in Kratern nicht selten bedeutende Tiefe erreichen, wie der Krater Lake in Oregon (55 *qkm* und 608 *m* Tiefe); oft aber auch sind sie leer, besonders wenn sie inmitten lockerer Auswürfe liegen.

Becken in Flußniederungen. Eine Zone von meist mit Wasser erfüllten Becken begleitet oft die Flußniederungen. Ihre Entstehung führt sich auf unregelmäßige Akkumulation, sei es des Hauptflusses, sei es der Nebenflüsse, zurück. Altwasser zeigen sich in großer Zahl. Alle diese Becken sind seicht und gehen leicht durch Akkumulation zu Grunde.

Reich an Becken sind manche Küstenregionen. Z. T. sind es Abgliederungsbecken, wie die Limane, die Lagunen und Haffe. Auch Dünen-Becken sind häufig. Viele enthalten Wasser, das infolge von eindringendem oder einsickerndem Meerwasser brakisch ist; auch der Wind mag ihnen Salz zuführen.

Wannenlandschaft in permeablem Gestein (Karstlandschaft). Eigentümliche Formen nimmt unter dem Einfluß der Atmosphärilien die Landoberfläche an, wo sie aus Gips oder Kalkstein besteht. Es reiht sich hier Becken an Becken und die trennenden Rücken bilden ein geschlossenes Netz. Die Entwässerung vollzieht sich unterirdisch und ebenso auch die Wegführung des Detritus. Becken treten hier in drei Formen, als Dolinen, als Poljen und als blinde Thäler auf.

Dolinen sind runde, trichterförmige Becken, die meist nur 50—100 *m* im Durchmesser und eine Tiefe von 7—8 *m* besitzen. Sie treten gesellig auf, oft in solcher Zahl, dass die Landoberfläche förmlich blatternartig aussieht (Fig. 177). Ihre Entstehung wurde früher auf den Einsturz von Höhlen zurückgeführt, allein in der Mehrzahl der Fälle mit Unrecht; denn nur selten gehen sie nach unten zu in eine eingestürzte Höhle aus, meist nur zu Klüften, wie Martell und Cvijić und jüngst Trampler nachgewiesen haben. Sie sind einfach als die durch Verwitterung und Auflösung trichterförmig erweiterten Eingänge zu Klüften zu betrachten und den Karrenbrunnen und Felsschloten zu vergleichen. (Siehe oben S. 206.) Auf die Ausgestaltung der Wandungen wirkt auch die Erosion des fließenden Wassers, vor allem die Abspülung.

Die blinden Thäler sind z. T. auf den Einsturz von Höhlendecken über unterirdisch fließenden Flüssen zurückzuführen. Weit häufiger aber

sind sie einfach ein Werk des oberirdisch rinnenden Wassers, das an einer Stelle in einer Kluft versiegte. Der Lauf schnitt oberhalb dieser Kluft zur Tiefe, während das Gelände unterhalb unverletzt blieb. Häufig liegen daher blinde Thäler in undurchlässigem Gestein, ihr blindes Ende aber findet sich gerade dort, wo der Fluß durchlässiges Gestein betritt. Das ist bei der Reka der Fall, die bei St. Canzian ihren langen Höhlenlauf antritt, nachdem sie oberhalb ein blindes Thal durchmessen (Fig. 177).

Fig 177.

Karstlandschaft bei St. Canzian.

Die Zahlen am Boden der Dolinen geben an, wie viel Meter dieser unter der benachbarten Landoberfläche liegt. Im Norden das blinde Thal der Reka, die bei St. Canzian ihren unterirdischen Weg betritt.

Während blinde Thäler stets länglich sind, zeichnen sich die Poljen durch eine mehr rundliche, meist unregelmäßige Gestalt aus. Oft erreichen sie eine Größe von 100 *qkm* und mehr. Es sind mächtige Kessel von wechselnder Tiefe, deren Entwässerung durch schachtähnliche Löcher, sogenannte Katavothren oder Ponore, unterirdisch erfolgt. Die Ausgestaltung der Oberfläche geschieht durch Verwitterung, Abspülung und Flußwirkung; alle Trümmer werden unterirdisch durch das fließende Wasser entführt.

Die große Mehrzahl der Becken der Karstgebiete ist leer; Seen finden sich nur, wo die Katavothren verstopft worden sind. Das geschah in Gebieten, die in der Eiszeit von Gletschern bedeckt waren, oft durch Moränen. Daher sind früher vergletscherte Karstgebiete reich an Seen. Dieser Art ist der Königsee in den bayrischen Alpen. Aber auch eine Anhäufung von Verwitterungslehm — in reinem Kalkgebiet seiner roten Farbe wegen Terra rossa genannt — führt zuweilen zu einer Verstopfung und somit zur Ansammlung eines Sees. Seen, oft freilich nur temporäre, treten auch auf, wo Wannen unter den Grundwasserspiegel herabreichen.

Manche Polje im illyrischen Karst füllt sich im Frühjahr infolge des Steigens des Grundwassers mit Wasser an, das dann wieder schwindet; im Sommer birgt sie einen Sumpf und im Herbst liegt sie ganz trocken da. Dieser Art sind der Zirknitzer See und der See von Planina. Eine durch eine Senkung ihres Bodens unter den Meeresspiegel ertrunkene Polje stellt der Skutarisee dar, während die großen Seen Albaniens im übrigen meist verstopfte Poljen sind.

Das Auftreten der Karstlandschaft knüpft sich nicht an bestimmte tektonische Verhältnisse; die einzige Bedingung ist, dass weithin mächtige Kalksteinmassen zu Tage liegen. In den Karstlandschaften Istriens und der Cevennen, auch des Dachsteingebirges und seiner Nachbarn herrscht schwebende Lagerung, während in Illyrien und im Schweizer Jura Falten dominieren. Für die Entwicklung einer typischen Karstlandschaft ist außerdem eine hohe Lage und eine große Mächtigkeit des Kalksteins wichtig, weil nur dann das unterirdische Entwässerungsnetz tief unter der Erdoberfläche liegt und so tiefe Becken entstehen können; es kommt dann direkt zur Bildung eines Karstgebirges. Sterile Kalkrücken trennen die einzelnen Becken. Kulturfähiger Boden mit Terra rossa tritt nur am Boden der Poljen und blinden Thäler auf.

Höhlungen und Höhlen.

Höhlungen und Höhlen sind Einstülpungen der Erdoberfläche, die sich unter Gesteinsmassen erstrecken. Höhlungen finden sich überall, wo Felsen überhängen; sie sind nach einer Seite ganz offen. Höhlen sind dagegen mehr oder minder allseitig geschlossen, bis auf einen meist vorhandenen Eingang, der sie mit der Außenwelt verknüpft. Sie sind unterirdisch, dürften sich jedoch nur in den obersten Teilen der Erdkruste finden, weil der Druck in tieferen Schichten zu groß ist, als dass Hohlräume hier bestehen könnten.

Zur Entstehung von Höhlungen können alle Vorgänge führen, die im Stande sind Gehänge zu untergraben, so Verwitterung und Absturz, Flußerosion und Winderosion. So zahlreich sie in Gebirgsländern vorkommen, so wenig bemerkenswert ist die Rolle, die sie spielen. Eigentliche Höhlen sind dagegen an das Auftreten bestimmter Gesteine geknüpft. So finden sich besonders in mächtigen Kalksteinablagerungen zahlreiche Höhlen, die ihr Dasein der chemischen und mechanischen Erosion des unterirdisch cirkulierenden Wassers verdanken; sie sind, wie wir soeben erwähnten, direkt für das Karstphänomen charakteristisch. Oft zeigen sich hier ganze von Flüssen durchströmte Höhlengänge mit Nebenhöhlen und Verzweigungen. So tritt in Krain der Poik bei Adelsberg in die berühmte Adelsberger Grotte ein, die er an ihrem Nordende als Unz wieder verläßt, um bald darauf wieder in einem Höhlengang zu verschwinden und erst viel weiter nördlich als Laibach zu Tage zu kommen. Zahlreiche Karstflüsse verlaufen in dieser Weise unterirdisch in Höhlen. Die

Mamuthöhle in Kentucky soll mit ihren Verzweigungen eine Länge von 220 *km* besitzen. Andere Höhlen endigen blind und das Wasser verläßt sie fein verteilt in zahlreichen Spalten. Höhlen in Kalkstein sind häufig durch prachtvolle Bildungen von Kalksinter ausgezeichnet. Das über die Wände herabrieselnde Wasser setzt hier infolge der Verdunstung einen Teil seines Gehalts an kohlensaurem Kalk in Form von Inkrustationen ab. Wo Wasser von der Decke tröpfelt, bildet sich auf dem gleichen Wege ein herabhängender Kalkzapfen (Stalaktit) und dort, wo das abtropfende Wasser den Boden erreicht, baut sich ein Kegel von Kalksinter (Stalagmit), der oft auch Zapfenform gewinnt, dem Stalaktiten entgegen. Nicht selten verwachsen schließlich Stalaktit und Stalagmit zu einer Säule.

Gegenüber den Höhlen im Kalksteingebiet sind Höhlen in anderen Gesteinen sehr selten. Dass zuweilen in einem Lavastrom Höhlen entstehen können, erwähnten wir S. 104. Auch bei der Bildung von Korallenriffen bleiben nicht selten Höhlen zurück. Verhältnismäßig sehr unbedeutend sind Höhlen, die bei Dislokationen dadurch entstehen, dass die Seiten des Bruches nicht überall dicht zusammenstoßen (Kammern).

Höhlen, die nur eine Öffnung besitzen, zeigen oft eigentümliche Temperaturverhältnisse. Liegt die Öffnung hoch über dem Höhlenboden, so sammelt sich in der Höhle die kalte Winterluft, ja es hält sich oft über den Sommer Eis (Eishöhlen). Liegt dagegen die Öffnung am Boden, so ist die Temperatur infolge der Eigenwärme der Erde relativ hoch. Mit den Jahreszeiten wechselnd ist sie in Höhlen, die mehrere Öffnungen besitzen, besonders wenn sie von Flüssen durchströmt werden.

Die großen Formen der Landoberfläche.

Noch weniger als bei den kleinen Formen der Landoberfläche giebt es bei den großen vollkommen scharf von einander geschiedene Formengruppen. Wir müssen uns daher auch beim nachfolgenden bewußt bleiben, dass es sich für uns nur um Aufstellung von Typen handeln kann, zwischen denen die mannigfachsten Übergänge bestehen.

Gehen wir wieder von der äußeren Form aus, so ergiebt sich sofort der Gegensatz zwischen hochragendem Land und solchem, das im Vergleich zu seiner Nachbarschaft tief liegt. Letzteres nennt v. Richthofen Senke; für das hochgelegene Land fehlt ein zusammenfassender Ausdruck.*) Es tritt entweder als Gebirge oder als Tafelland auf.

Gebirge sind ausgedehnte, hochgelegene und zugleich durch einen lebhaften Wechsel der Höhen ausgezeichnete Teile der Landoberfläche, die sich mehr oder minder deutlich gegen ihre tiefer gelegene Umgebung absetzen. Das Vorhandensein eines Abfalls ist für sie charakteristisch.

*) Die Begriffe der Senke und des hochgelegenen Landes würden sich durch die alten Wörter Tiefland und Hochland wiedergeben lassen, wenn nicht diese Ausdrücke durch Einführung absoluter Höhengrenzen heute einen andern Sinn erhalten hätten: sie werden auf Höhenschichten bezogen. Als Tiefland gilt alles Land unter 200 *m*, als Hochland alles über 500 *m* Seehöhe.

Nicht immer aber zeigt sich ein solcher nach allen Seiten hin gleich stark; das Erzgebirge z. B. fällt nach Süden hin deutlich ab, während es nach Norden allmählich in seine Umgebung verläuft. Solche, man möchte sagen, einseitige Gebirge heißen Stufengebirge. Fehlt ein Abfall überhaupt und verläuft die erhabene Form allseitig ganz allmählich in die benachbarte Senke, so liegt kein eigentliches Gebirge, sondern eine Schwelle vor, wie z. B. die Schwelle von Artois. Typische Gebirge sind leicht als solche zu erkennen; zahlreiche Vorkommnisse aber stellen Übergänge einerseits zu den Schwellen, andererseits, wo sich Rumpfflächen finden, zu den Senken dar. Unter solchen Umständen stößt die Klassifikation der Gebirge auf Schwierigkeiten. So zahlreiche Versuche auch in dieser Richtung gemacht worden sind, so befriedigt doch thatsächlich keiner vollkommen.

Überaus verschieden kann zunächst der Grundriß eines Gebirges sein. Kettengebirge heißen die langgedehnten unter ihnen, während diejenigen, deren Breite der Länge gar nicht oder nur wenig nachsteht, als Massengebirge bezeichnet werden (französisches Centralmassiv). Dass man je nach den Landschaftsformen Hochgebirge und Mittelgebirge unterscheidet, erwähnten wir schon bei Besprechung der Thallandschaften. Sehr verwickelt gestaltet sich die genetische Klassifikation, ist doch die Genesis der Gebirge oft kompliziert. Wir folgen hier im wesentlichen der Einteilung, die v. Richthofen aufgestellt hat.

Tektonische Gebirge. Die allermeisten Gebirge treffen wir an Stellen, wo durch Dislokationen Gesteinsmassen über das Niveau ihrer Umgebung emporgetürmt worden sind. Ob das direkt durch Hebung erfolgte oder ob die Umgebung absank, ist gleichgiltig. Solche Gebirge nannte F. v. Richthofen tektonische Gebirge. Wenn auch die Ursache der tektonischen Gebirge stets in endogenen Vorgängen zu suchen ist, so ist deren Ausgestaltung im einzelnen doch ein Werk der Denudation. Die endogenen Vorgänge schaffen nur den Block, aus dem die Denudation erst die Einzelformen herausmeißelt; sie ist es vor allem, die den raschen Wechsel von Thal und Kamm zu Stande bringt. Gerade in hochragenden Gebirgen entfaltet sie sich besonders kräftig, da hier die Niederschläge reichlich fallen. Das gilt selbst von Gebirgen der Wüsten, wirken diese doch als Kondensatoren auf den Wasserdampf der Atmosphäre. Die Thallandschaft, meist als Gebirgslandschaft, seltener als Tafellandschaft entwickelt, ist es, die dem Gebirge ihren Stempel aufdrückt. So stellt jedes Gebirge eine Ruine dar und zwar umso mehr, je älter es ist. Die Höhe des Gebirges ist daher nicht einfach eine Funktion der Größe der Dislokationen, sondern auch eine solche des Alters und der Geschwindigkeit der Abtragung. So kommt es, dass durchaus nicht überall, wo Dislokationen auftreten, heute Gebirge emporragen, sondern nur dort, wo die Dislokationen verhältnismäßig jungen Alters sind. Sehr alte Dislokationen pflegen sich nicht mehr als Gebirge zu äußern; die einst durch sie geschaffenen Unebenheiten sind abgetragen.

Unter den tektonischen Gebirgen haben wir zu unterscheiden Faltengebirge, Schollen- oder Bruchgebirge und endlich Schwellen und Schwellengebirge.

Faltengebirge. Zu den Faltengebirgen gehören gerade die höchsten Gebirge der Erde und vor allem die meisten Kettengebirge, wie der Himalaja, die Alpen, der Kaukasus. Das tektonische Hauptmotiv in ihnen ist die Falte und die Faltenverwerfung.*) Stets herrscht mehr oder weniger Übereinstimmung zwischen dem Streichen des Gebirges und dem der Falten. Immerhin kommen in Faltengebirgen auch echte Verwerfungen nicht selten vor. Häufig ist besonders die Innenseite des Gebirges (bei den Alpen die Südseite) zerbrochen und z. T. abgesunken. Vulkanische Erscheinungen knüpfen sich mehrfach an solche Bruchlinien. So zeigen sich hier geradezu Übergänge zu Bruchgebirgen. Die Mehrzahl der Faltengebirge ist leicht gekrümmt. Bald ist das Vorland, dem sich die konvexe Seite, die Außenseite zuwendet, tiefer als das an der Innenseite gelegene Rückland, wie am Himalaja, bald höher, wie bei den Alpen und Karpaten. Gegen ihre Umgebung setzen sich die Faltengebirge entweder in mächtigen Brüchen ab, wie die Alpen auf ihrer Südseite, oder die Faltung klingt allmählich aus, indem die Höhe der Falten mehr und mehr abnimmt, wie an der Nordwestseite des Jura, oder endlich die Falten überwallen das Vorland und sind z. T. darauf hinaufgeschoben worden, wie mehrfach am Nordabhang der Alpen und besonders der Karpaten. Verschieden können die Faltengebirge auch an ihren Enden entwickelt sein. Der Kettenjura verschmälert sich gegen sein Ostende hin, die Faltenwellen werden zugleich niedriger und klingen schließlich aus. Anders das Ostende der Alpen: hier treten die einzelnen Ketten, ehe sie sich verlieren, wie die Zweige einer Rute auseinander, so dass die Alpen sich verbreitern. Suess hat diese Erscheinung Virgation genannt. Wieder anders ist das Südwestende des Jura gestaltet: es schmiegt sich südlich von Genf den Ketten der Alpen an und verwächst mit ihnen. Ähnliches ist oft bei Faltengebirgen zu beobachten, z. B. auch zwischen dem Himalaja und dem Karakorumgebirge. Ein solches Anschmiegen wird in der Bergmannssprache bei Gängen Scharung genannt. Suess hat den Ausdruck aufgegriffen und erweitert; er bezeichnet als Scharung schlechthin das Zusammentreten mehrerer Gebirgsbogen. In der großen indischen Scharung z. B. treten die Bogen des Himalaja, des Soleimangebirges, des Hindukusch u. s. w. zusammen. Die Anordnung der hierher konvergierenden Gebirgsbogen hat Suess mit einem Wirbel verglichen.**)

*) Faltenverwerfungen überwiegen sogar mehrfach über echte Falten, wie das häufige Auftreten von Schubflächen zeigt.

**) Weiteres über den Bau der Faltengebirge siehe S. 159. Auf die detaillierte Klassifikationen der Faltengebirge nach ihrem Bau, wie sie v. Richthofen, Penck, Supan u. A. aufgestellt haben, können wir schon aus dem Grunde nicht näher eintreten, weil hier noch wenig Übereinstimmung besteht.

Die Gliederung der Faltengebirge pflegt rostförmig zu sein; es äußert sich das im Dominieren der Längsthäler und der Längskämme. Die Ursache hierfür liegt darin, dass in einem Faltengebirge stets lange Streifen verschiedenen Gesteins in gleiche Höhe neben einander gebracht sind; in den weichen werden Längsthäler eingeschnitten, die harten bilden Längskämme. Fehlen dagegen Härteunterschiede im Gestein, so fehlt auch die rostförmige Gliederung. Da bei den Sedimentgesteinen fast von Schicht zu Schicht der Gesteinscharakter wechselt, während die krystallinischen Schiefer der Denudation gegenüber sich mehr homogen verhalten, so ist die rostförmige Gliederung besonders im Bereich der Sedimentzone eines Gebirges zu Hause und tritt dort, wo die krystallinische Grundlage bloßgelegt ist, zurück oder fehlt auch ganz. Trefflich zeigen das die

Fig. 178.



Profil durch das abgetragene karbonische Faltengebirge im Bereich der belgischen Kohlenfelder. (Nach Cornet und Briart.)

A A, *B B*, *C C* große Faltenverwerfungen; *M M* heutige Oberfläche (Rumpffläche) und Auflagerung der Kreideformation. Die gesamte Gebirgsmasse oberhalb der Linie *M M* ist abgetragen (bei Namur 5 000 bis 6 000 *m*).

Alpen. Rostförmig ist die Gliederung der nördlichen Kalkalpen nördlich einer Linie, die ungefähr durch die Thäler der Rhone, des Rheins, des Inn, der Salzach und der Enns gegeben ist, während sich weiter im Süden, wo krystallinische Schiefer und Granit herrschen, entweder eine strahlenförmige Gliederung einstellt, wie im Ötzthal, in der Berninagruppe und im Ortlergebiet, oder eine fiederförmige wie in der Monte Rosagruppe und in den Tauern. Denselben Gegensatz zwischen einer äußeren rostförmig gegliederten Sedimentzone und einer meist strahlen- oder fiederförmig gegliederten centralen oder inneren Zone zeigen alle Faltengebirge, in denen krystallinische Gesteine neben Sedimentgesteinen in breiten Zonen an-

geordnet zu Tage liegen, während Faltengebirge, die oberflächlich nur aus Sedimentgesteinen bestehen, wie der Jura, durchweg rostförmig gegliedert sind.

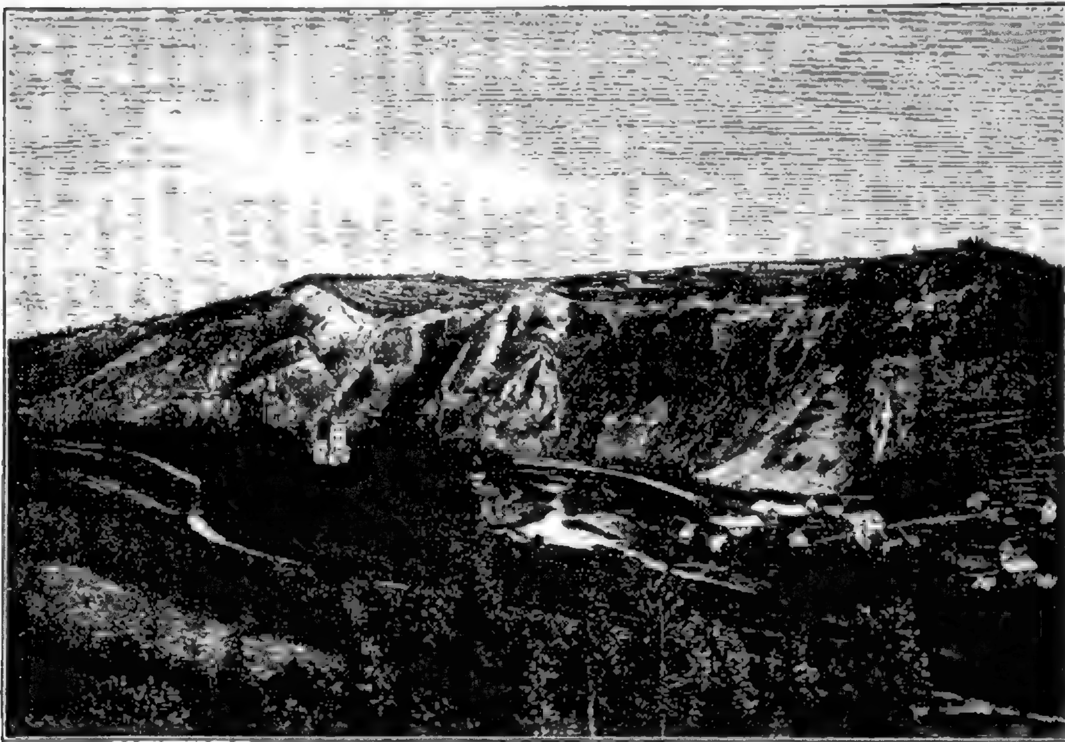
Die Denudation arbeitet stetig an der Abtragung der Faltengebirge. So kommt es, dass uns heute nur junge Faltengebirge als Hochgebirge entgegentreten. Pliocän ist der Himalaja, miocän sind die Westalpen, tertiär überhaupt die große Mehrzahl der hohen Faltengebirge. Dagegen trägt der schon in mesozoischer Zeit aufgestaute Ural durchaus die Züge eines Mittelgebirges, ja stellenweise fast die einer Rumpflandschaft. Ein Mittelgebirge stellen auch die in der paläozoischen Ära gefalteten Appalachien dar; sie sind sichtlich weit abgetragen. Die Abtragung eines Faltengebirges kann bis zur vollkommenen Einebnung desselben gehen. So weist der belgische Boden Dislokationen auf, deren vertikaler Betrag mehrere Kilometer ausmacht, ohne dass sie sich heute an der Oberfläche auch nur im geringsten äußern. Das mächtige Gebirge, das hier am Ausgang der Karbonzeit bestand, ist vollkommen eingeebnet worden, sei es nun durch Denudation oder durch Abrasion. Eine Rumpffläche, die wohl den Bau eines mächtigen Faltengebirges, aber nicht dessen äußere Formen besitzt, findet sich an seiner Stelle (Fig. 178).

Bruchgebirge (Schollengebirge) können sehr verschiedene und wechselvolle Gestalt aufweisen; meist erscheinen sie als Massengebirge, seltener als Kettengebirge. Das tektonische Motiv ist hier die Verwerfung. Schwarzwald und Vogesen zeigen uns zwei einander zugewandte, vorwiegend einseitige Bruchgebirge (Bruchstufengebirge); denn nur der gegen die oberrheinische Tiefebene schauende Abfall ist von großen Verwerfungen gebildet. Die entgegengesetzten Abhänge sind zwar auch mehrfach von Brüchen durchsetzt; doch erreichen diese nirgends solche Beträge, dass es zur Herausbildung eines deutlichen Gebirgsfußes käme. Thüringerwald und Harz stellen uns dagegen Schollengebirge dar, die nach allen Seiten durch Bruchlinien begrenzt sind — sie sind Horste, Schwarzwald und Vogesen mehr einseitige Horste (Zwillingshorste, weil sie einander gegenüberstehen). Ist eine Scholle lang und schmal, oder gar die Erdkruste durch Brüche gleichsam in lange parallele Riemen zerschnitten, die gegen einander vertikal verworfen sind, so gewinnt ein Bruchgebirge den Charakter eines Kettengebirges (Langschollengebirge). Trefflich zeigen die Sudeten diese Erscheinung, nicht minder gut auch das kastilianische Scheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Sierra de Gredos). Bei zahlreichen Gebirgen ist die Lage der Schollen mehr oder minder schwebend. Nicht selten ist sie jedoch auch stark geneigt (Keilschollengebirge); diesem Typus begegnen wir bei vielen Schollengebirgen des Großen Beckens der Vereinigten Staaten*); angedeutet ist er auch im Schwarzwald und in den Vogesen und im Erzgebirge.

*) Siehe oben S. 157, Fig. 69.

Ausschlaggebend für den landschaftlichen Charakter eines Schollengebirges ist es, ob die Scholle aus ebenflächig lagernden Schichten (Tafelscholle, Tafelhorst) oder aus gefalteten und später bis auf eine Rumpffläche abgetragenen Schichten (Rumpfscholle, Rumpfhorst) besteht. Im ersten Fall trägt das Gebirge oft die Züge einer Tafellandschaft, im letztern meist die einer echten Gebirgslandschaft. Lehrreich sind in dieser Hinsicht die Gebirge Mitteldeutschlands. Auf der Rumpffläche des alten karbonischen Faltengebirges kamen die Gesteine der mesozoischen Ära in transgredierender Lagerung zum Absatz. In der Tertiärzeit (Oligocänepoche) bildeten sich gewaltige Brüche, an denen sich

Fig. 179.



Profil durch einen Ausläufer des Thüringerwaldes unweit Saalfeld an der Saale.
(Nach einer Photographie des Verfassers.)
Im Vordergrund das Saalethal, das in eine tafelförmige Scholle eingeschnitten ist. Hinter dem Schloss (im Bilde) die gefalteten Devonschichten *d d* des alten karbonischen Gebirges. *a a* alte Rumpffläche, auf der die horizontalen Schichten des Zechsteins *z z* aufruhen, die heute noch die Oberfläche der Scholle zusammensetzen.

die Schollen, jede bestehend aus dem gefalteten Grundgebirge und der horizontalen Decke mesozoischer Gesteine (Fig. 179), gegen einander verschoben. So entstanden zahlreiche Tafelschollengebirge. Gerade bei den hochragenden unter ihnen, so beim Harz (Fig. 180) und beim Thüringerwald, desgleichen beim südlichen Schwarzwald, wurden aber bald die Deckgesteine durch Denundation entfernt und das gefaltete Grundgebirge bloßgelegt; so wurden aus Tafelschollengebirgen Rumpfschollengebirge, denen bald die Züge der Mittelgebirgslandschaft aufgedrückt wurden,

nicht selten mit rudimentär rostförmiger Gliederung, die dem Streichen des gefalteten Grundgebirges entspricht (Rheinisches Schiefergebirge). Nur wo die Schollen in tieferer Lage sich fanden, wie im Bereich von Thüringen zwischen Harz und Thüringerwald, dann auch im Elbsandsteingebirge (Fig. 181), hielt sich die Decke und damit der Charakter einer Tafellandschaft.

Fig. 180.

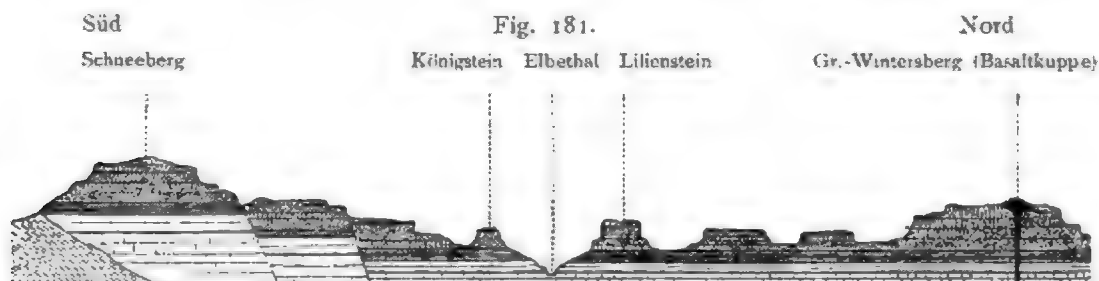


Der Harz, ein Rumpfschollengebirge mit Mittelgebirgslandschaft.

Das Deckgestein ist nur im äußersten Nordosten und Südwesten erhalten, sonst abgetragen.

Einen Übergang zwischen den eigentlichen Faltengebirgen und den Schollengebirgen vermitteln Gebirge, die nichts anderes sind als Schollen, die aus einem noch bestehenden Faltengebirge durch Verwerfungen herausgeschnitten worden sind. Trefflich sind solche Gebirge nach Philippson in Mittel-Griechenland zu beobachten. Ein von Westen nach Osten streichendes Faltengebirge ist hier durch Verwerfungen, die z. T. dem Streichen der Falten folgen, z. T. senkrecht darauf stehen, vollständig zerbrochen. Gehoben bezw. als Horste stehen geblieben sind bald Schollen, die dem Streichen der Falten folgen (Längsschollen), wie im

Fig. 181.



Querprofil durch das Elbsandsteingebirge, ein Tafelschollengebirge.

Die in schwebender Lagerung auftretenden Quadersandsteine und Kalksteine (Pläner) der Kreideformation bilden eine typische Tafellandschaft.

Othrys, im Oeta, im Helikon, im Kithaeron und im Parnaß, bald solche, welche ihre Längsausdehnung quer zum Streichen besitzen (Querschollen: Penthelikon, Hymettos, Pelion, Ossa, Olymp).

So hoch ragend wie die Faltengebirge sind in der Regel die Schollengebirge nicht. Immerhin treffen wir auch unter ihnen manche Hochgebirge. Ein Hochgebirge ist das Rumpfschollengebirge Skandinaviens, während dasjenige von Schottland, desgleichen die deutschen Schollengebirge meist Mittelgebirgscharakter aufweisen. Ein noch weiter vorgeschrittenes Stadium der Abtragung stellen uns manche Teile des

südlichen Böhmen dar. Hier ist das Schollengebirge nahezu wieder in eine Rumpflandschaft verwandelt worden.

Tektonische Schwellen und Schwellengebirge spielen, so häufig sie auch auftreten, selten eine große Rolle, weil sie nur in Ausnahmefällen bedeutende Höhen erreichen; in vielen Fällen verdienen sie daher den Namen eines Gebirges nicht mehr. Wo sie nur wenig oder gar nicht zerthalt sind, bilden sie geradezu Übergangsformen zu den Tafelländern. Charakteristisch ist für sie das Fehlen eines Fußes. Als Prototyp kann die Schwelle von Artois gelten. Ganz allmählich steigt sie von Süden wie von Norden bis zu einer Höhe von nicht ganz 200 *m* an. Sie ist der Ausdruck einer flachen Verbiegung (Geoantiklinale; vgl. das Profil S. 169) der Erdkruste, die über den Kanal nach Südengland hinüberstreicht. Zahlreiche, aber nur flache Thäler sind hier in sie eingerissen. In Südengland ist dagegen ihr Scheitel der Abtragung zum Opfer gefallen und nur ihre Schenkel sind, soweit sie aus harten Gesteinen bestehen, als Schichtstufengebirge erhalten; sie bilden die Downs. Viele Schichtstufengebirge sind dieser Art. Ihr einseitiger unter dem Einfluß der Denudation zurückweichender stufenförmiger Abfall ist zwar durch Abtragung einer Schwelle entstanden und als solcher ausschießlich ein Werk der abtragenden Kräfte. Allein nichtsdestoweniger ist die Anlage auch dieser Gebirge tektonisch, weil stets eine Hebung bezw. Emporwölbung der Schichten voranging. Der schwäbische Jura mit dem gesamten schwäbischen Stufenland, ebenso das lothringische Stufenland seien noch als Beispiele genannt. Ihrer Form nach leiten sie uns schon zu den Tafelländern über.

Vulkanische Gebirge entstehen, wo Vulkane in größerer Zahl zusammentreten oder auch durch Denudation eines einzigen großen Vulkans. Sie sind verhältnismäßig selten, da Vulkane meist einzelne Berge bilden.*) Ein ausgezeichnetes Beispiel eines vulkanischen Gebirges bietet das Albanergebirge bei Rom dar. Auf das Schollengebirge der Auvergne aufgesetzt ist das auch heute noch unverletzte Vulkangebirge der Puys bei Clermont; als ein durch Abtragung aus einem einzigen Vulkankegel herausgearbeitetes Gebirge führten wir schon oben das Bergland des Cantal und das des Mont Dore an. Die Euganeen bei Padua und das böhmische Mittelgebirge stellen weitere Stadien der Abtragung dar.

Verbreitung der Gebirge. Das nach M. Neumayr wiedergegebene Kärtchen Fig. 182 stellt uns die Verbreitung der jungen Kettengebirge auf der Erde dar (hauptsächlich nach Suess). Die neue Welt besitzt ein mächtiges meridional sich erstreckendes Rückgrat von jungen Kettengebirgen**), während die alte Welt von Westen nach Osten von einer gewaltigen Flucht von Faltengebirgen durchzogen wird. Im Osten, in der

*) Über Vulkanberge vgl. S. 310.

**) Dasselbe ist jedoch nicht ohne weiteres als Faltengebirge aufzufassen, vielmehr z. T. sicher Schollengebirge.

Sundawelt, gliedert sich ein nach Norden verlaufender Zug von eingebrochenen Kettengebirgen an, der über die Aleuten zu den amerikanischen Ketten hinüber leitet. Außerhalb des geschilderten Gürtels fehlen junge Faltengebirge und die herrschende Form der Gebirge ist die des Bruchgebirges oder des Schwellengebirges, wenn wir von einigen sehr alten nahezu abgetragenen Faltengebirgen (Ural, Appalachien) absehen.

Tafelländer unterscheiden sich von den Gebirgen, mit denen sie die relativ hohe Lage gemeinsam haben, durch ihre verhältnismäßig ebene Oberfläche.*) Bald sind sie allseitig von Senken umgeben, wie das Plateau

Fig. 182.



Die Verbreitung der jungen Kettengebirge. (Aus Neumayrs Erdgeschichte.)

von Dekan, bald auch grenzen sie nach einer Seite hin gegen ein noch höher emporragendes Gebirge, zu dem sie gleichsam einen Übergang von der Senke her vermitteln, wie das Prairieplateau in den Vereinigten Staaten, das ostwärts stetig an Höhe verliert und ohne Grenze in die Mississippisenke übergeht, westwärts aber vom Felsengebirge überragt wird.

Mit ganz vereinzelten Ausnahmen sind die Tafelländer von mehr oder minder horizontallagernden Schichten aufgebaut, meist von Sedimentgesteinen, dazwischen, wie das Plateau von Dekan, auch von einer Decke

*) Für Tafelland ist früher der Ausdruck Plateau gebraucht worden, jedoch wenig konsequent. Wir vermeiden ihn und gebrauchen ihn nur dort, wo er zum Eigennamen geworden ist (z. B. Plateau von Dekan).

vulkanischer Ergußgesteine. In der Mehrzahl der Fälle fallen sie gegen die benachbarten Senken in einer Stufe steil ab, die oft das Aussehen eines einseitigen Gebirges gewinnt. Der Abfall ist entweder ein Werk der Denudation (Denudationsstufe) oder durch Bruchlinien bedingt. Es hängt das damit zusammen, dass die meisten Tafelländer ihrer Tektonik nach zu den Schollenländern gehören: Bruchlinien umgeben das Plateau von Dekan; mannigfach zerbrochen ist das Coloradoplateau (Fig. 156 S. 309).

Tafelländer zeichnen sich durch geringe Gliederung aus; häufig treffen wir auf ihnen Denudationsstufen (Coloradoplateau, Sahara), nicht selten auch tiefeingeschnittene, cañonartige Thäler. Dass in ihnen die Formen der Tafellandschaft meist typisch entwickelt sind, liegt auf der Hand. Wo sich die Thäler häufen, kann ein Tafelland geradezu in eine Art Gebirge verwandelt werden, das man als Übergangsform passend als Tafelgebirge bezeichnen kann.*) Als Beispiel eines solchen darf das Elbsandsteingebirge gelten. Wie durch noch weitgehendere Thalbildung und Denudation das ganze Tafelland abgetragen werden kann, schilderten wir oben S. 328 bei Besprechung der Thallandschaften.

Senken nennen wir mit v. Richthofen alle im Vergleich zu ihrer Umgebung tiefgelegenen Gebiete der Landoberfläche; sie treten in Gegensatz zu den Gebirgen und nehmen beiweitem den größten Teil der Landoberfläche ein. Bald liegen sie als Randsenken am Rande des Festlandes und vermitteln den Übergang vom Gebirge zum Meer wie die Poebene, die Gangesebene, aber auch das norddeutsche Tiefland; bald treten sie allseitig von Gebirgen umgeben auf, wie das Tarimbecken und die Gobi oder die kleine Senke des nördlichen Alpenvorlands. Sind sie dabei abflußlos, so werden sie als Binnensenken bezeichnet. Die meisten Senken, so alle Randsenken, gehören dem Tiefland an; manche liegen so tief, dass das Meer sie teilweise oder ganz bedeckt wie die Senke, in deren Mitte die Ostsee liegt, die Senke des Mittelmeers und die des Schwarzen Meers. Auch Binnensenken können tief liegen und von stehendem Wasser eingenommen sein, wie die Senke des kaspischen Meeres; doch finden sich unter ihnen auch hochgelegene wie das Große Becken der Vereinigten Staaten oder das Tarimbecken und zahlreiche andere Hohlebenen Centralasiens. Solche hochgelegene Senken weisen dazwischen die Formen der Tafellandschaft auf, z. B. das deutsche Alpenvorland. Die Mehrzahl der Senken aber, vor allem die Randsenken, tragen, sei es die Züge der Ebene, sei es die des Hügellandes, einer flachen Thallandschaft oder einer Beckenlandschaft.

Die Senken, die bis ans Meer herantreten, werden häufig von großen Strömen durchmessen. Im Bereich der Senken kommen die Schuttmassen zur Ablagerung, die die Denudation den benachbarten Gebirgen ent-

*) Wir möchten diesen Ausdruck dem Ausdrucke «Erosionsgebirge» vorziehen, der sonst für solche Gebirge gebraucht wird; denn die Erosion spielt bei der Ausgestaltung aller Gebirge eine große Rolle, so dass alle Gebirge diesen Namen verdienen würden.

nimmt; Senken sind daher geradezu Gebiete der Verschüttung und ganze Formationen werden in ihnen abgesetzt, sei es nun an der Landoberfläche durch Flüsse, Gletscher oder Winde, sei es, wenn sie ganz oder teilweise unter Wasser stehen, am Boden des Meeres bezw. der Seen. So bauen jugendliche Gesteine die unmittelbar zu Tage liegende Oberfläche der Senken auf und werden dadurch hier für ihre Landschaftsformen maßgebend. Allein mit der Entstehung der Senken haben diese Ablagerungen nichts zu thun. Die Entstehung ist vielmehr meist tektonisch. Auf einen tektonischen Einbruch führt sich die Bildung der Senke der oberrheinischen Tiefebene, wie diejenige des Mittelmeeres zurück (Bruchsenken, Grabensenken, Kesselbruchsenken), auf eine Verbiegung der Erdkruste (Geosynklinale) die Senke des Mississippi. Daneben aber treten auch Senken auf, die ein Werk der Abtragung sind; sie erscheinen entweder als ausgedehnte durch Denudation oder durch Abrasion gebildete Rumpfflächen (Canada) oder sie begleiten, nur klein und unbedeutend entwickelt, **den Fuß der Schichtstufengebirge.**

Schluß.

Wir haben unseren Überblick über die Formen der Erdoberfläche beendigt. Wenn auch dem kurzen Leben der Menschen gegenüber die Formen fest und beständig scheinen, so sind sie thatsächlich doch in einer ständigen Umbildung begriffen; sie sind gleichsam flüssig. Ein stetiger Formwechsel, eine ununterbrochene Entwickelung vollzieht sich an der Erdoberfläche und die Karte, die uns ein Bild der Erdoberfläche giebt, ist nur ein Bild, das für heute gilt, nicht aber für die Vergangenheit und nicht für die Zukunft. Die Triebfedern dieser Entwickelung sind in erster Reihe die Wärme der Sonne und die Wärme der Erde. Würden sie nicht wirken, so würden sich allmählich alle Moleküle in der Erde nach dem Gesetz der Schwere ordnen und endgiltige Ruhe würde erreicht werden. Sonnenwärme und Erdwärme stören dieses Gleichgewicht fortwährend, in dem sie den Teilchen der Erde eine Energie erteilen, die sie befähigt, sich der Richtung der Schwerkraft entgegen zu bewegen. Allein es wird nicht immer so sein. Die Erde verliert von Jahr zu Jahr von ihrer Eigenwärme durch Ausstrahlung in den Weltenraum. Dieser Wärmeverlust wird voraussichtlich, wenn nicht störende Ereignisse eintreten, zum völligen Schwinden des Wärmeinhalts der Erde führen. Damit aber schwindet auch die Ursache, die immer wieder und immer wieder durch Krustenbewegungen und Magmabewegungen Unebenheiten auf der Erde schafft. Aber auch der Wärmevorrat der Sonne wird allmählich zur Neige gehen und damit wird die Quelle versiegen, aus der die von außen wirkenden nivellierenden Vorgänge an der Erdoberfläche ihre Kraft beziehen. Auch die exogenen Vorgänge werden zum Stillstand kommen. Ist beides eingetreten, dann fehlt jeglicher Anlaß zu einer weitern Formänderung. Die Erde ist verurteilt in alle Zeiten

die Formen zu tragen, die beim Versiegen der letzten der beiden Wärmequellen gerade bestanden.

Wie diese Formen beschaffen sein werden, hängt davon ab, welche Wärmequelle länger vorhält. Ist es die Eigenwärme der Erde, so werden es Formen sein, derart wie die endogenen Vorgänge sie schaffen, also Unebenheiten schroffster Natur; denn es fehlten die von außen wirkenden Vorgänge, um sie zu nivellieren. Dann werden sich Falten und Verwerfungen in ihrem vollen Betrag in der Gestaltung der Oberfläche aussprechen, so weit es die Schwerkraft und die Kohäsion der Gesteine gestatten. Hält dagegen, was viel wahrscheinlicher ist, die Sonnenenergie länger vor, so müssen, sofern die Medien, die wir als Verfrachter der Trümmer der Erde kennen gelernt haben — Wasser und Luft, — nicht von chemischen Vorgängen aufgezehrt und in der Erdkruste gebunden sind, die Endformen dem Endziel entsprechen, nach dem die exogenen Vorgänge streben: Alle Unebenheiten der Erdoberfläche sind auf ein Minimum reduziert. In beiden Fällen ist das Antlitz der Erde gleichsam fossil geworden — versteinert.

Ewig zu währen braucht dieser Endzustand freilich nicht. Vielleicht ereignet sich eine Katastrophe, wie wir sie mehrfach mit dem Fernrohr am Firmament beobachten konnten. Zwei Welten — die starr und kalt gewordene Sonne mit ihren Planeten und ein zweiter Himmelskörper — stürzen zusammen. Die Energie, die sie in ihrer Bewegung besaßen, verwandelt sich in Wärme, die Teile des Sonnensystems, und unter ihnen auch die Erde, werden als Individuen vernichtet, es flammt eine neue Sonne auf, und von neuem beginnt die Reihe der Entwickelungen, von der uns die Kant-Laplacesche Kosmogonie und die Erdgeschichte erzählen, nicht absolut gleich in ihren Einzelheiten, aber gleichartig im Gang der sich folgenden Ereignisse.

Sachregister.

Nachtrag und Berichtigungen.

Seite 3. Dass um den Nordpol Meer ist, steht heute nach der Reise Nansens fest.
Seite 14 Zeile 9 von unten lies: «Hayne» statt «Hague».
Seite 223 Zeile 1 von unten lies: «Penck» statt «Reusch».
Seite 235 Zeile 13 von unten lies: «geographischen» statt «geologischen».

Hann, Hochstetter, Pokorny,

Allgemeine Erdkunde.

Fünfte, neu bearbeitete Auflage

von

J. Hann, Ed. Brückner und **A. Kirchhoff.**

III. ABTEILUNG:

Pflanzen- und Tierverbreitung

von

Alfred Kirchhoff.

Mit 157 Abbildungen im Texte und 3 Karten in Farbendruck.

PRAG. F. TEMPSKY. — WIEN. F. TEMPSKY. — LEIPZIG. G. FREYTAG.

1899.

Die 5. Auflage des vorliegenden Buches zerfällt in 3 Abteilungen:

I. ABTEILUNG.

Die Erde als Ganzes, ihre Atmosphäre und Hydrosphäre.

Von

J. Hann.

Lex. 8°. VIII und 336 Seiten mit 24 Tafeln und 92 Textabbildungen.
Preis geh. 6 fl. = 10 M.; in Halbfranzeinband 8 fl. 40 kr. = 14 M.

II. ABTEILUNG.

Die feste Erdrinde und ihre Formen.

Ein Abriß der allgemeinen Geologie und der Morphologie der Erdoberfläche.

Von

Ed. Brückner.

Lex. 8°. XII und 368 Seiten mit 182 Abbildungen im Texte.
Preis geh. 4 fl. 80 kr. = 8 M.; in Halbfranzeinband 7 fl. 20 kr. = 12 M.

III. ABTEILUNG.

Pflanzen- und Tierverbreitung.

Von

A. Kirchhoff.

Lex. 8°. XII und 328 Seiten mit 157 Abbildungen im Texte und 3 Karten in Farbendruck.
Preis geh. 6 fl. = 10 M.; in Halbfranzeinband 8 fl. 40 kr. = 14 M.

Hann, Hochstetter, Pokorny,

Allgemeine Erdkunde.

Fünfte, neu bearbeitete Auflage

von

J. Hann, Ed. Brückner und **A. Kirchhoff.**

I. ABTEILUNG.

Die Erde als Ganzes, ihre Atmosphäre und Hydrosphäre.

Von

J. Hann.

II. ABTEILUNG.

Die feste Erdrinde und ihre Formen.

Von

Ed. Brückner.

III. ABTEILUNG.

Pflanzen- und Tierverbreitung.

Von

A. Kirchhoff.



PRAG. F. TEMPSKY.

WIEN. F. TEMPSKY.

LEIPZIG. G. FREYTAG.

1899.

Pflanzen-

und

Tierverbreitung.

Von

Alfred Kirchhoff.

Mit 157 Abbildungen im Text und 3 Karten in Farbendruck.



PRAG. F. TEMPSKY. WIEN. F. TEMPSKY. LEIPZIG. G. FREYTAG.

1899.

Druck von Gebrüder Stiepel in Reichenberg.

Vorwort.

Auch der vorliegende Schlußteil der «Allgemeinen Erdkunde» war durch den Tod seines Schöpfers Dr. Alois Pokorny gleich deren zweitem Teil verwaist und bedurfte noch dringender als dieser einer gründlichen Umgestaltung. Es mußte vor allem mehr dem Geographen gedient werden. Demgemäß waren Abschweifungen über die Grenzen der Erdkunde ins rein naturgeschichtliche Gebiet zu vermeiden. Aber auch der völkerkundliche Anhang des Werkes in seiner ursprünglichen Gestalt durfte um so mehr in Wegfall kommen, als die «Allgemeine Erdkunde» von Haus aus nur die Naturverhältnisse der Erde ins Auge faßte.

Durch die eben angedeutete Einhaltung engerer Grenzen wurde es ermöglicht, die von Pokorny bloß katalogartig gegebene Übersicht über die pflanzen- und tiergeographischen Sonderbezirke zu einer zwar knappen, aber doch die Wesenszüge hervorhebenden Charakteristik derselben zu erweitern. Unvermeidlich greift zwar damit die Darstellung hinüber in die Länderkunde; indessen eben die zweckmäßige Unterstützung, die der Studierende wie der Lehrer für den Betrieb der Länderkunde in dieser «Allgemeinen Erdkunde» von Anfang an fand, war es, wie mir scheint, hauptsächlich, was ihr so viele Freunde warb.

Darum, weil hier vornehmlich dem Anfänger entgegengekommen werden soll, dem nicht immer eine Fülle von botanischem und zoologischem Einzelwissen zur Verfügung steht, hielt ich es auch für didaktisch geboten, bei Erwähnung von manchen Gewächsen oder Tieren der Veranschaulichung zu Hilfe zu kommen, sei es durch ein paar kurze beschreibende Worte, sei es durch ein Bild. Der Verlagshandlung gebührt mein aufrichtiger Dank, daß sie in Bezug auf bildliche Beigaben keine Kosten gescheut und für die neu hinzugefügten pflanzen- wie tiergeographischen Gruppenbilder einen so talentvollen und sachkundigen Zeichner wie Herrn

Gymnasiallehrer Heinrich Morin in München gewonnen hat; zumal die aus Wallace entnommenen Faunabilder haben durch geschmackvolle Umzeichnung wesentlich mehr Leben und Naturwahrheit empfangen. Um so lieber fügte ich mich dem Wunsch des Herrn Verlegers, auf die prächtigen, indessen kostspieligen Farbendrucktafeln, mit denen dieser Teil des Gesamtwerkes in der früheren Auflage geschmückt war, zu verzichten, damit sein Preis nicht ohne Not erhöht würde.

Giebichenstein bei Halle, im Januar 1899.

A. Kirchhoff.

Inhalt.

Verzeichnis der Abbildungen und Karten.

III. Abteilung.

Pflanzen- und Tierverbreitung.

Von

Alfred Kirchhoff.

Erster Abschnitt.

Allgemeine Beziehungen zwischen der Erde und den Organismen.

Einleitendes. Solange unser Planet als glühende Gaskugel den Weltenraum durchsauste, vermochte er noch keinerlei organische Wesen zu beherbergen. Erst als sich zufolge von ansehnlicher Wärmeausstrahlung in die äußerst kalte Umgebung die Steinhohlkugel oder die Lithosphäre der Erde gefestigt und über ihr eine zweite Hohlkugel aus Wasser, nämlich der aus der äußersten Hülle, der Atmosphäre, niedergeregnete allumfassende Ozean gebildet hatte, begann in letzterem das organische Leben. Als nachmals der Steinpanzer der Erde bei deren fortgesetzter Abkühlung, also auch andauernder Schrumpfung in Trümmer ging, die am tiefsten einsinkenden Trümmerstücke als Meeresgehäuse nach dem Gesetz der Schwere zuletzt den ganzen Ozean in sich aufnahmen, da erschienen die höher verbliebenen Horste der Lithosphäre als Land, als Boden der Atmosphäre, umgeben von der nun zerfetzten Oberfläche des Meeres, und jetzt erst vermochten Landpflanzen und Landtiere sich zu entwickeln.

Land und Meer blieben aber noch lange von einer hochgradig erhitzten, nebelerfüllten Lufthülle umfangen, denn der Erdball besaß trotz aller Wärmeverluste immer noch eine ungleich höhere Eigenwärme als heutzutage, die Verdunstungsstärke war demgemäß eine größere als gegenwärtig unter ähnlichen Feuchtigkeits-Verhältnissen, z. B. in den Tropen, den niederfallenden Regen gab Land und Meer in reichlichster Wolkenfülle zurück. Dadurch wurde die aus dem Erdinnern stammende Wärme besser bewahrt auf der Landfläche wie im Ozean, umgekehrt drang die Sonnenwärme weniger durch und brachte den Unterschied der schrägen polaren Bestrahlung gegenüber der steileren in niederen Breiten noch nicht zu merklicher Geltung. Eine gleichmäßig heiße, schwüle Treibhausluft glich den Unterschied der Zonen aus. Erst im mesozoischen Erdalter setzen zonenweise Verschiedenheiten ein, im Tertiäralter steigern sie sich allmählich. Die eisbildende Kälte dringt von beiden Polen her ein, am weitesten in den diluvialen Eiszeiten unseres Quartäralters.

Die Pflanzen- und Tiergeographie handelt nun von der Verteilung der Organismen über die Erde in der Gegenwart, untersucht die Abhängigkeit dieser Verteilung von den tellurischen Bedingungen, prüft die Anpassung der Geschöpfe an das so mannigfaltig gewordene Klima,

an Boden oder Wasserumgebung, kurz an die örtlich gegebenen Daseinsbedingungen und sucht die Frage nach dem Warum der stets in bestimmte Grenzen eingehegten Verbreitung der Arten zu beantworten. Gewiß kann eine Pflanzen- und Tierart immer nur an derjenigen Örtlichkeit entstehen und dahin sich weiter ausbreiten, wo für ihr Dasein die Möglichkeit vorliegt. Nur darf man diesen Satz nicht umkehren. Das Kamel kommt ganz vorzüglich in Australiens Trockenräumen fort, aber es ist dort nicht entstanden und vermochte sich erst durch menschliche Thatkraft daselbst einzubürgern, geradeso wie die Dattelpalme im deutschen Südwestafrika recht gut gedeiht, jedoch erst seitdem deutsche Missionare sie dort anpflanzten.

Weder das Vorhandensein der Existenzbedingungen noch die Zugänglichkeit eines Raumes an sich genügt zur Entscheidung über seine Bevölkerung mit organischen Wesen. Ein wesentlich geschichtliches Moment muß noch hinzutreten. Es ist dies die wirkliche Entstehung und die thatsächliche Ansiedelung der Organismen; sie allein entscheiden darüber, ob ein bewohnbarer Raum von Lebewesen und von welchen Arten er erfüllt ist.

I. Vermehrungs- und Wanderfähigkeit der organischen Wesen.

Bei allen Lebewesen hängt die Verbreitung derselben in erster Linie von ihrer Vermehrungs- und ihrer Wanderfähigkeit ab. Letztere führt zu einer aktiven oder passiven Ortsveränderung. Soll nun eine erfolgreiche Ansiedlung eines Lebewesens erzielt werden, so muß dasselbe zunächst die Gefahren der Wanderung siegreich bestehen, es dürfen demselben mithin vor allem keine unüberwindlichen Schranken der Verbreitung zu Wasser oder Land, durch die Luft oder die andern Lebewesen entgegenstehen. Ist aber die Ansiedlung erfolgt, so hängt die Erhaltung des Individuums von den natürlichen Existenz- oder Lebensbedingungen des Ansiedlungsortes ab. Da diese häufig genug den in der Wanderung begriffenen Lebewesen ungünstig sind, so gehen die letzteren zugrunde, wenn sie nicht imstande sind, sich den Existenzbedingungen anzupassen. Man kann daher die Lebewesen gegenüber der Außenwelt als um ihre Existenz ringend betrachten, wozu noch der oft sehr heftige Wettbewerb anderer Lebewesen um dieselben Existenzbedingungen hinzukommt. — Alle hierher gehörigen Erscheinungen werden gewöhnlich nach einem geflügelten Wort Darwins als «Kampf ums Dasein» bezeichnet und dienen zur Erklärung vieler Vorkommensverhältnisse der lebenden Wesen. Da aber die lebenden Wesen nicht unberührt aus dem Ringen um ihre Existenzbedingungen hervorgehen, so entstehen Formverschiedenheiten, welche nach den Gesetzen der Anpassung und Vererbung nicht nur das Individuum treffen, sondern in weit höherem Grade auf seine Nachkommen übergehen, wie die Thatsachen der sogenannten künstlichen und natürlichen Züchtung darthun. Doch ist diese Quelle der Veränderlichkeit

keineswegs die einzige. Andere und weit mächtigere Ursachen der Veränderlichkeit liegen in den Organismen selbst. Als Folge dieser Veränderlichkeit der organischen Wesen erscheint eine allmählich immer wachsende Verschiedenheit der ursprünglich vorhandenen Formen, eine immer größere Differenzierung der Lebeformen. Auf dieser Grundlage führt die moderne Entwicklungstheorie den gegenseitigen Verwandtschafts-Zusammenhang aller organischen Wesen auf deren thatsächliche Abstammung zurück. Mit dem genetischen Zusammenhange aller Lebewesen ist aber ein Hauptmoment des gegenwärtigen Vorkommens derselben gegeben. Denn man sagt sich: wo irgend näher mit einander verwandte Formen jetzt wenn auch noch so fern voneinander leben, durch weite Landflächen oder durch Ozeane geschieden, da muß ein Zusammenhang zwischen ihnen erspäht werden, in der Gegenwart oder in der Vorzeit, sei es auf dem Wege von Wanderzügen über Land, durch Luft oder Meer, sei es auf Grund der vormals gar anders gewesenen Verteilung von Festland und Weltmeer. Wollte man sich dem Aufsuchen dieses geographischen Zusammenhangs entziehen mit dem Bekenntnis «Unter gleichen oder ähnlichen Naturbedingungen erzeugt die Schöpferkraft Gleiches oder Ähnliches», so hieße das unter die Mystiker gehen.

Unbegrenzte Vermehrungsfähigkeit der organischen Wesen. Das gegenwärtige Vorkommen der organischen Wesen beruht zunächst auf Vorgängen, durch welche die verschiedenen Räume der Erdoberfläche von Lebewesen allmählich besiedelt wurden. Als erster Impuls zu solchen Ansiedlungen dient die Vermehrung der organischen Wesen, auf welcher die Erhaltung der Art beruht.

Die Vermehrung der organischen Wesen erfolgt selbst auf mannigfache Weise. Bei den niedersten Lebewesen herrscht die ungeschlechtliche Vermehrung durch Teilung, Knospung, Bildung von Keimkörnern und Sporen vor. Aber auch bei höheren Organismen wird dieselbe häufig genug in verschiedenartiger Form beobachtet, obgleich hier die geschlechtliche Vermehrung oder Fortpflanzung die gewöhnliche ist. Stets ist aber das Ergebnis der Vermehrungsfähigkeit der organischen Wesen ein derartig progressives, daß bei ungehinderter Entwicklung jede Art in verhältnismäßig kurzer Zeit für sich allein imstande wäre, die ganze Erde mit ihren Nachkommen zu bevölkern, wenn diese überall Raum zur ungehinderten Ansiedlung und überdies günstige Existenzbedingungen für dieselbe böte. Man kann daher allen Lebewesen in einem gewissen Sinne eine unbegrenzte Vermehrungsfähigkeit zuschreiben.

Schon Linné hat berechnet, daß eine einjährige Pflanze, wenn sie auch nur zwei Samen erzeugte, bei völlig ungehinderter Vermehrung in 20 Jahren bereits eine Nachkommenschaft von einer Million Pflanzen liefern würde. Eine so wenig fruchtbare Pflanzenart giebt es indessen gar nicht, vielmehr werden häufig Hunderte und Tausende von Samen an einer

einzigen einjährigen Pflanze, an den meisten ausdauernden Pflanzen sogar alljährlich so viele hervorgebracht. Die Tabakpflanze (Nicotiana Tabacum) bringt z. B. auf einem einzigen Stock 360.000 Samen hervor, die Sophien-Rauke (Sisymbrium Sophia) mit ihren kleinen gelben Kreuzblüten aber sogar mehr als doppelt so viel. Ein Stock des Bilsenkrautes (Hyoscyamus niger) liefert im Jahr an die 10.000 Samen; würde aus jedem dieser Samen ein neuer Bilsenkrautstock im nächstfolgenden Jahr, und gingen wieder die Samen dieser 2., der 3., 4. und 5. Generation sämtlich auf, so würden diese 10.000 Billionen Bilsenkrautstöcke die ganze Landmasse der Erde bedecken, es kämen ihrer dann 74 auf jedes Quadratmeter. Noch größer ist die Macht des kleinsten Lebens auf Erden. Nach Ehrenberg pflanzt sich eine mikroskopische Stückelalge (Gallionella ferruginea) durch Teilung so rasch fort, daß binnen 48 Stunden 8 Millionen und in 4 Tagen 140 Billionen Individuen von einem Individuum abstammen und damit mit ihren Kieselschalen zwei Kubikfuß Erde (Infusorienerde, Kieselguhr, Poliererde, Polierschiefer u. dgl.) bilden können. Die Rechnung zeigt, daß diese dem freien Auge unsichtbare Stückelalge bei ungehemmter Vermehrung in wenigen Tagen Massen erzeugen könnte, welche der gesamten Erdmasse gleichkommen. Noch rascher geht die Vermehrung der kleinsten bekannten Lebewesen, der Gährungspilze und der Spaltpilze (Bakterien) vor sich, wie die Erscheinungen bei der Gährung und bei gewissen Infektionskrankheiten (so beim Milzbrand) zeigen. In passenden Nährungsflüssigkeiten lassen sich unglaubliche Massen dieser kleinsten Lebewesen in kürzester Zeit erzielen.

Ebenso rasch ist die Vermehrung der Tiere. Man sieht den Elefanten als das sich am langsamsten vermehrende von allen Tieren an, da er durchschnittlich zwischen dem 30. und 90. Lebensjahre nur drei Paar Junge zur Welt bringt, und doch könnten bei solcher Vermehrung nach 500 Jahren bereits 15 Millionen Elefanten von einem Paare abstammen. Eine einfache Berechnung zeigt, welche ungeheure Nachkommenschaft erst solche Tiere erzeugen könnten, die durch Fruchtbarkeit hervorragen, wie z. B. gewisse Nager (Mäuse und Kaninchen), ferner Fische, Insekten, Eingeweidewürmer und Mollusken. So zählt man beim Hering 40.000, beim Karpfen 200.000, beim Stockfisch und Hausen 2—3 Millionen Eier im Rogen eines Fisches. Auch die Zahl der Menschen, z. B. der Bewohner einer Stadt oder eines Landes, verdoppelt sich unter sehr günstigen Umständen in 25 Jahren, so daß bei gleichmäßig fortschreitender Vervielfältigung die Erde schon nach einigen Tausend Jahren keinen Raum mehr für die Nachkommenschaft des Menschen bieten würde.

Daß diese ans Wunderbare grenzende Vermehrung nicht nur in der Theorie besteht, wie sie Malthus für die menschliche Bevölkerung und Darwin für Pflanzen und Tiere näher ausgeführt haben, sondern mitunter annähernd unter günstigen Umständen auch in der Wirklichkeit Platz greift, ist an vielen Beispielen aus dem Pflanzen- und Tierreiche ersichtlich. Hierher gehört namentlich die fabelhaft rasche Verbreitung mancher Unkräuter

über ganze Weltteile sowie das plötzliche massenhafte Auftreten mancher Pilze, besonders die furchtbare Schnelligkeit, mit der sich z. B. die Cholera durch den sie verursachenden Komma-Bazillus aus einem einzigen infizierten Menschen über ganze Städte und Länder verbreiten kann. Die rasche Vermehrung der Tiere unter günstigen Umständen ist aus zahllosen Erscheinungen bekannt. Die nordischen Lemminge und Eisfüchse, die Ratten, Kaninchen und Eichhörnchen, die Heuschrecken und andere schädliche Insekten werden oft zu Landplagen; das plötzliche Auftreten von enormen Mengen niederer Tiere besonders im Wasser gehört ebenfalls hierher. Wie selbst große und wenig fruchtbare Tiere sich unter günstigen Umständen rasch vermehren, sieht man an den großen Herden verwilderter Pferde und Rinder in Südamerika und neuerlich in Australien. Im Menschengeschlechte bemerkt man eine rasche und zwar nicht bloß durch Einwanderung verursachte Vermehrung der Bevölkerung in manchen glücklich situierten Ländern (so vor allem in den Vereinigten Staaten Nordamerikas) sowie nach großen Kriegen und Seuchen.

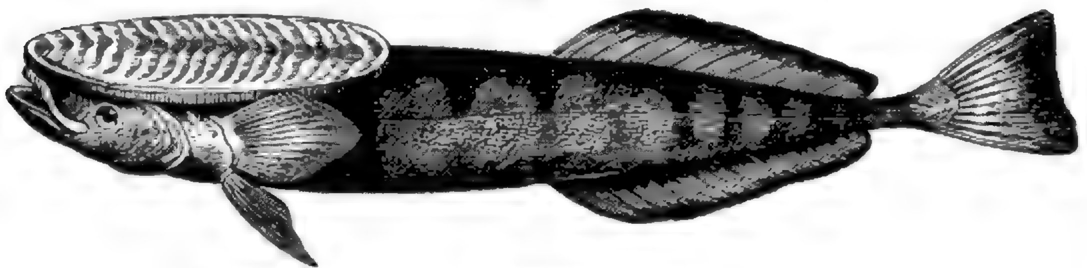
Unbegrenzte Wanderfähigkeit der organischen Wesen. Die Vermehrung der organischen Wesen in geometrischer Progression wird zunächst ermöglicht durch die Fähigkeit derselben, sich von einem Punkte der Erdoberfläche aus nach allen oder wenigstens nach gewissen Richtungen (radienartig oder stromartig) so weit zu verbreiten, als nicht physische Hindernisse, der Mangel der Lebensbedingungen oder die Mitbewerbung der übrigen Lebewelt ihrer Verbreitung unüberwindliche Schranken setzen. Der unbegrenzten Vermehrungsfähigkeit der lebenden Wesen steht also eine in gewissem Sinne ebenso unbegrenzte Wanderfähigkeit zur Seite.

Diese Wanderfähigkeit ist beim Menschen und bei den höheren Tieren in der Regel eine aktive und willkürliche, selten eine völlig passive und willenlose. Doch kommt auch letztere vor. Man denke an den merkwürdigen Transport ganzer Schiffe und Schiffsmannschaften im Treibeis oder auf einzelnen Eisschollen bei Polarreisen, wie die denkwürdige Fahrt der «Hansa»-Männer an der Ostküste von Grönland, welche auf einer Eisscholle durch den kalten Polarstrom 200 Tage lang südlich getrieben wurden. Bei niederen Tieren wie bei den Pflanzen ist die passive Ortsveränderung (der Transport) die gewöhnliche Art der Wanderung, sie sind also meist willenlos dem Zuge der die Vertreibung übernehmenden Naturkräfte unterworfen.

Bei der frei beweglichen Tierwelt ist eine Wanderung zu Land, zu Wasser oder durch die Luft ohnehin in ihrer Organisation begründet und oft auf sehr große Entfernungen und in kürzester Zeit ausführbar. Obenan stehen, was Beweglichkeit anbelangt, die Vögel, insbesondere Tauben, Falken und gewisse Sumpf- und Schwimmvögel. Brieftauben haben schon wiederholt 62 Kilometer in der Stunde (17 Meter in der Sekunde) zurückgelegt. Bezüglich der Ausdauer ist bestätigt, daß die

besten Flieger bei dieser reißenden Geschwindigkeit tagelang sich fortbewegen können (Fregattenvögel, Tropikvögel, Maguaristorch), ohne auszuruhen. Sie können daher Tausende von Kilometern in einem Fluge zurücklegen und selbst über weite Ozeane hinüberfliegen. Nach den neueren, sehr sorgfältigen Untersuchungen des französischen Ornithologen Lancaster vermag der Fregattenvogel sieben Tage und sieben Nächte zu fliegen, ohne zu erschöpfen, wobei er seine mächtigen, 3½ bis 4 *m* klafternden Flügel nur ganz leicht bewegt, selbst wenn er 160 *km* in der Stunde zurücklegt. Fast ebenso rasch und ausdauernd ist die Bewegung mancher Fische und Fischsäugetiere im Wasser (Haifische, Delphine). Die Bewegung der Landtiere ist zwar im allgemeinen langsamer und von kürzerer Dauer sowie durch zahlreiche örtliche Hindernisse gehemmt; doch können auch von diesen oft weite und rasche Wanderungen mit Erfolg unternommen werden, wie man an den nordischen Wandertieren (Renntier, Bisamochs, Eisbär, Polarfuchs, Lemming u. s. w.) sieht; und auch die langsamsten Tiere legen im Laufe der Zeiten, in Absätzen, sei es dasselbe Individuum oder aufeinander folgende Generationen, die weitesten Strecken zurück.

Fig. 1.



Kleiner Schildfisch oder Schiffshalter (*Echeneis remora*).

Eine große Anzahl von Tieren wird aber nicht durch willkürliche Bewegung sondern gleich den an ihren Standort gefesselten Pflanzen auf passive Art durch verschiedene Vehikel oder Transportmittel verbreitet. Hierher gehören die Fälle, wo frei bewegliche Tiere durch die Gewalt der Naturkräfte gegen ihren Willen oft weit von ihrem ursprünglichen Aufenthaltsorte entfernt werden. Schwimmende Eisberge führen hochnordische Tiere nach Süden; durch Stürme werden sowohl Wasser- als Lufttiere in ferne Gegenden verschlagen; durch reißende Wasserfluten werden Fische und Landtiere oft auf weite Strecken fortgeführt. Der Schiffshalter (*Echeneïs remora*, Fig. 1) findet es bequem, sich mittelst seiner Kopfscheibe an andere Fische, ja selbst an die Kiele der Schiffe festzusaugen und so auf weite Strecken sich transportieren zu lassen. Noch zahlreicher sind die Beispiele von kleineren und niederen Tieren, bei denen der passive Transport, gleichwie bei Pflanzen, der vorherrschende ist. Hier sind die bewegte Luft, das strömende Wasser und die höhere Tierwelt die wichtigsten Vehikel. Durch aufsteigende Luftströme gelangen Schmetterlinge, Fliegen und andere Insekten in die höchsten Regionen

der Alpen. Mit dem Staube der Luft werden zahlreiche kleinste organische Wesen (Infusorien, Rädertierchen, Stückelalgen, Spaltpilze u. s. w.) auf große Fernen fortgeführt, wie die Untersuchungen Ehrenbergs gezeigt haben, nach welchen im atmosphärischen Staub, so im Passatstaub des Dunkelmeeres an der westafrikanischen Küste, zahlreiche Mikro-Organismen vorkommen. Durch die Strömungen und Wellenbewegungen des Wassers verbreiten sich ganz allgemein die winzigen Eier und Jungen der Wassertiere. Die zahlreichen äußeren und inneren Parasiten machen die Wanderungen ihres Wohntieres mit. An den Füssen der Sumpfvögel bleibt nicht selten der Laich der Frösche und Fische hängen und wird so verschleppt u. s. f. Marno beobachtete in der nubischen Wüste, wie Wassertümpel, die ein kräftiger Regenguß in dem scheinbar völlig organismenfreien fahlgelben Wüstensand gebildet hatte, sich nach wenigen Tagen aufs mannigfachste wie durch Urzeugung belebten, so dass sie bald von Kaulquappen, Muschelkrebsen und Millionen mikroskopischer Wesen wimmelten. Das Rätsel löste sich aber rasch, denn beim alsbaldigen Verdunsten der Lachen hinterblieb über dem Sand ihres Grundes eine papierdünne Kruste von lauter Sporen, tierischen Keimen und Eiern, diese rollte sich bei zunehmender Austrocknung vom Sandboden ab, zersprang in immer kleinere, sehr leichte Bruchstückchen, die dann zusammen mit dem Sand verwehten. Auf solche Weise breiten sich Wüstenorganismen, da ihre Keime selbst durch monatelange Sonnenglut die Lebensfähigkeit nicht einbüßen, in ungemessene Weiten aus; ein einziger Regen genügt dann, sie anscheinend aus dem Nichts hervorzuzaubern.

Manche Pflanzen verbreiten sich, gleich den meisten Tieren, aktiv durch eigene in ihnen liegende Kräfte, indem sie entweder durch ihr Wachstum vorwärts schreiten oder durch Entwickelung eigener elastischer Organe ihre Sporen oder Samen fortschleudern. Zu ersteren gehören alle Pflanzen, die entweder oberirdisch durch Ausläufer (wie die Erdbeere), oder unterirdisch durch schiefe oder horizontale Rhizome, durch Nebenknollen oder Zwiebeln räumlich fortrücken. Das Wachstum der oberirdischen Achsenteile ist ohnehin bei den meisten Pflanzen ein solches, dass schon lediglich durch den Zug der Schwere Früchte und Samen zerstreut um die Mutterpflanze zu liegen kommen, besonders wenn die Neigung des Bodens ein Abwärtsrollen derselben noch erleichtert. Bei manchen Kryptogamen (Lebermoosen (Fig. 2) und Schachtelhalmen) werden die Sporen mittelst sogenannter Schleudern aus den Sporenbehältern gewaltsam herausgeworfen. Das Springkraut *(Impatiens noli tangere*, Fig. 3) hat elastische Kapselklappen, welche die Samen fortschleudern, während sie bei der Spritzgurke *(Momordica Elaterium)* durch den Saft der abfallenden Frucht gewaltsam herausgespritzt werden. Der westindische Sandbüchsenbaum *(Hura crepitans)* schleudert beim Aufspringen seiner Früchte die Samen mit großer Gewalt gleich Geschossen auf weite Entfernungen. Gewöhnlich sind aber Luft und Wasser,

Tiere und Menschen die Transportmittel, welche zumal die Pflanzen auf die größten Fernen zu verbreiten vermögen.

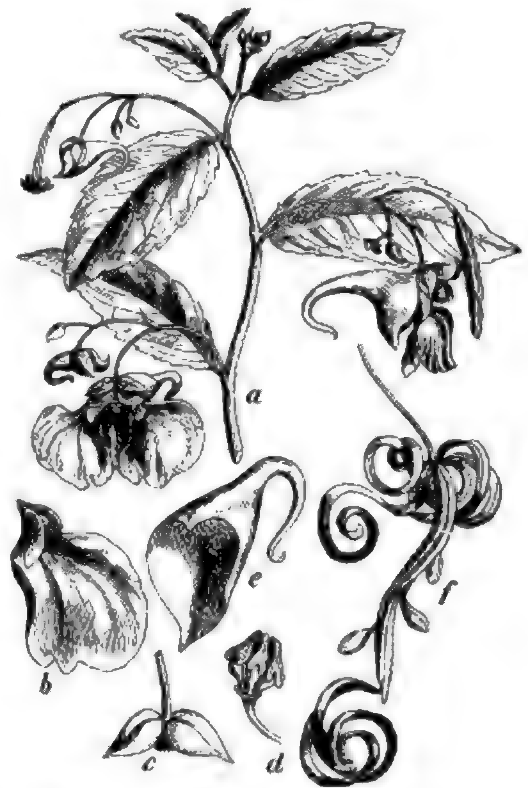
Die bewegte Luft entführt leichte Früchte, Samen und Sporen, wozu diese Organe oft passend durch eigentümliche Anhängsel von Flügeln, Federkronen, Haaren u. s. f. eingerichtet sind. Doch ist dieser Lufttransport bei weitem nicht so ausgiebig, als er auf den ersten Blick erscheint. Sehr genaue Untersuchungen von A. de Candolle und A. Kerner haben gelehrt, dass Pflanzen mit leicht beweglichen Früchten durchaus nicht weiter verbreitet sind als verwandte Arten, denen diese Einrichtung fehlt. Auf größte Fernen werden nur mikroskopische Organismen (Diatomeen und Sporen) durch die Luft fortgeführt; durch Stürme werden aber in Steppen bisweilen auch ganze Bündel verdorrter Kräuter (in Russland *burjan* genannt), anderwärts Bruchstücke eßbarer bröckeliger Krustenflechten (*Lecanora esculenta*, diese daher auch als Mannaregen bekannt), stäubende Riesenboviste u. dgl. auf meilenweite Entfernungen fortgerissen. Sonst dienen die mannigfachsten Vorrichtungen, welche den Lufttransport vieler Früchte und Samen begünstigen, mehr zu einer gleichmäßigen Verbreitung einer Pflanze innerhalb des Verbreitungsbezirkes als zu einer Wanderung auf große Entfernungen.

Fig. 2.



Zweispitziges Lebermoos (*Jungermannia bicuspidata*). *A* Fruchttragende Pflanze. *d* Geschlossene Kapsel. *B* Fruchtstiel mit der geöffneten Kapsel. *C* Sporen. *D* Schleuderzelle. *C* und *D* 300fach vergrößert.

Fig. 3.

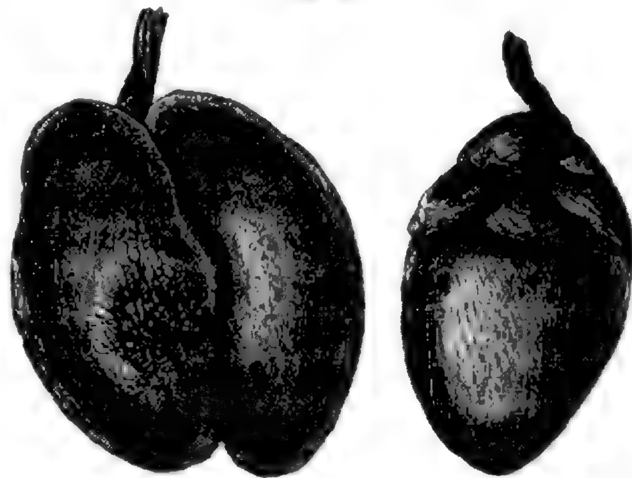


Springkraut (*Impatiens noli tangere*). *a* Blütenzweig verkl., *b* und *e* Blumenblätter, *c* Deckblätter, *d* Staubgefäße, *f* Frucht, nach einer Berührung die Samenkörner fortschleudernd.

Viel ausgiebiger ist der Transport durch die Kraft des strömenden Wassers. Nicht nur Früchte und Samen, sondern auch ganze

Stämme werden von den Fluten der Ströme oft bis ins Meer gebracht. Hier sind es wieder die Meeresströmungen, die sie Tausende von Kilometern weiterführen, bis sie endlich an einen Strand gelangen. Vor allem ist das Treibholz wichtig, das mitunter Steine, Erde und keimfähige Samen in die größten Fernen verschleppt. Im Norden sind es schwimmende Eisberge, die Massen von Gebirgsschutt samt den darauf wachsenden Pflanzen fortführen. Von Darwin angestellte Versuche haben gezeigt, dass von 100 Pflanzen Englands, deren Früchte in Seewasser geworfen wurden, mindestens 10 sich durch 28 Tage keimfähig und schwimmend erhielten; während dieser Zeit hätten sie durch Meeresströmungen einen Weg von 1800—2000 Kilometern zurücklegen können. Die Kokosnuß und die berühmte maledivische Nuß (Fig. 4), letztere bis 15 Kilogramm schwer, werden im indischen Ozean häufig schwimmend gefunden. Die kleine Keeling-Insel, zwischen Australien und Vorder-Indien einsam gelegen, ist nur von 20 Pflanzenarten bewohnt, die 19 verschiedenen Gattungen und 16 Familien angehören und die sämtlich durch Meeresströmungen auf großen Umwegen (12—13.000 Kilometer weit) auf diese Insel gelangten. Auch der von den Vulkanen (mitunter vom Meeresgrunde her) ausgeworfene, in ganzen Feldern auf dem Meer treibende Bimsstein verfrachtet in seinen Poren zahlreiche Lebewesen oder deren Eier, Sporen, Samenkerne. Ein vorzügliches Transportmittel bilden in den Tropen die Bambusrohre: losgerissen vom Wasser, schwimmen sie bei der Schwere ihrer Wurzeln meist halb aufrecht, so dass die Höhlungen ihrer oberen Stengelglieder mit dem Seewasser gar nicht in Berührung kommen, und eben in diesen Höhlungen bergen sich mit Vorliebe zumal Landschnecken in der trockenen Jahreszeit.

Fig. 4.



Maledivische Nuß (Frucht der *Lodoicea Seychellarum*), $^1/_8$ der natürlichen Größe.

Unter den Tieren sind es körner- und beerenfressende Vögel sowie manche Süßwasserfische (Karpfen), welche für die Verbreitung von Keimen sorgen, indem sie Samen fressen, die zum Teil unverdaut wieder abgehen. Raubvögel, die wieder solche Tiere samt ihrem Mageninhalt verzehren, geben im Gewölle die für sie unverdaulichen Pflanzensamen ab. Am Schnabel, Gefieder und an den Füßen der Vögel sowie am Haarkleid der Säugetiere bleiben klebrige, mit Widerhäkchen versehene oder in feuchter Erde und Schlamm befindliche Samen leicht hängen. Hierdurch können ebenfalls Gewächse auf weite Entfernungen verschleppt werden,

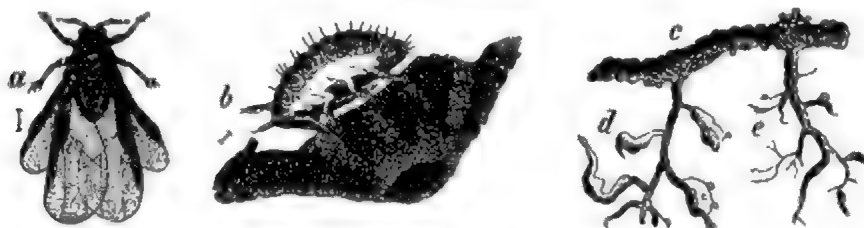
wie es geschah mit der Spitzklette durch Schafe und Pferde, mit der Leimmistel durch die Misteldrossel u. s. f. Für kleinere Schnecken, Krebse sowie deren leicht anklebende Eier dienen die mit Schwimmhaut versehenen Füße der Wasservögel massenhaft zur Verfrachtung. Tierkeime und Gesäme aller Art werden nach Darwins bekannten Untersuchungen in den Kotballen an den Füßen der im Wasser oder am Strand sich tummelnden Vögel erst recht häufig über Land und Meer vertragen.

Verbreitung durch Menschen. Weit ausgiebiger als der Transport durch Naturkräfte (Luft, Wasser und Tiere) ist die absichtliche oder unabsichtliche Verbreitung lebender Wesen durch den menschlichen Verkehr. Hierher gehören vor allem die Haustiere und Kulturpflanzen, deren Verbreitung über einen großen Teil der Erdoberfläche in der Absicht des Menschen liegt und insofern eine künstliche genannt werden kann. In hochkultivierten Ländern ist der Boden zum weitaus größten Teil mit einer künstlichen Vegetation (mit Äckern, Gärten, Plantagen, Alleen, Kulturwiesen, Kulturwäldern u. s. f.) bedeckt, und eine Vielzahl der höheren Tiere daselbst sind Haustiere. Sehr oft geht ein Teil der Haustiere und Kulturpflanzen in einen vom menschlichen Einfluß unabhängigen Zustand über, Haustiere und Kulturpflanzen verwildern. Finden sie nun in einem Lande passende Existenzbedingungen, so vermehren sie sich daselbst unabhängig vom Menschen und können unter Umständen sich bleibend einbürgern. Dies geschieht nicht nur bei den im großen gezüchteten Haustieren und Kulturpflanzen, sondern nicht selten verbreiten sich auch solche, die nur in wenigen Exemplaren in Tiergärten, in botanischen oder Ziergärten gehalten wurden, als Flüchtlinge weit über die Grenzen der ersten Ansiedelung. Bisweilen werden auch absichtlich Tiere und Pflanzen an geeigneten Stellen ausgesetzt, damit sie sich von da aus selbstständig verbreiten. Hierauf gründet sich die Einteilung der Pflanzen und Tiere in ursprüngliche oder einheimische (spontane oder indigene), in kultivierte oder gezüchtete, in verwilderte oder Flüchtlinge und in Fremdlinge (zufällig vorkommende) und endlich in eingebürgerte (naturalisierte).

Mit den Haustieren und Kulturpflanzen wird aber durch die menschliche Thätigkeit unabsichtlich eine große Menge von Tieren und Pflanzen verbreitet, die dem Menschen gegen seinen Willen allenthalben folgen und sich oft trotz aller Mühe nicht gänzlich ausrotten lassen. Hierher gehören gewisse Raubtiere, Nagetiere, äußere und innere Parasiten, vor allem das Heer des sogenannten Ungeziefers und der Unkräuter. Aasgeier folgen den Karawanen, Delphine und Haifische den Schiffen. Mäuse und Ratten werden durch Schiffe in alle Weltteile und auf alle Inseln verbreitet; der Haus-Sperling folgt dem Getreidebau; die Stubenfliege, der Floh, die Bettwanze gehören zu den getreuesten Begleitern des Menschen. Bekannt ist die verderbliche Einführung der Reblaus (*Phylloxera vastatrix*, Fig. 5) durch amerikanische Reben und die zeitweilige Einschleppung

des Colorado-Käfers (*Doryphora decemlineata*) durch amerikanische Saat-Kartoffeln in neuerer Zeit. Die echten Saatunkräuter, wie z. B. Taumellolch, Kornblume, Klatschmohn, werden nur zwischen Getreide angetroffen. Manche Kulturpflanzen, wie der Lein, Hanf, Tabak, die Sommerfrucht haben ihre eigenen Unkräuter. Unkräuter sind es, die den europäischen Ansiedler selbst dort noch bezeichnen, wo er längst nicht mehr weilt. In Grönland findet man an der ehemaligen Wohnstätte norwegischer Ansiedler noch jetzt eine Wicke (*Vicia Cracca*), und unser gemeiner Wegerich (*Plantago major*) wird von den Eingeborenen Nord-Amerikas nicht mit Unrecht «die Fußstapfe der Weißen» genannt. Gleich dem Ungeziefer hängen sich die Samen mancher Unkräuter an die Kleider der Menschen, an Haustiere, Waren, Schiffe, Wagen u. s. f. Die stachlige Spitzklette (*Xanthium spinosum*) ist durch Schweine, Schafe und Wollhandel in den letzten 4 bis 5 Jahrzehnten durch das westliche Europa, durch Nord- und Süd-Amerika verbreitet worden. Die aus Kanada eingeschleppte Wasserpest (*Elodea canadensis*) hatte seit 1842 in wenigen Jahren alle Kanäle bei Berwick verstopft und bedrohte neuerdings auch die norddeutschen

Fig. 5.



Reblaus (*Phylloxera vastatrix*).

a Geflügeltes Insekt. *b* Ungeflügeltes Insekt, eben eine (im Querschnitt dargestellte) Wurzelfaser anstechend. *c*—*e* Weinstockwurzel, durch den Reblausstich verdorrend und mit Knötchen und größeren Auswüchsen behaftet.

Gewässer, da sie z. B. der Befahrung der Schiffahrtskanäle in der Mark Brandenburg schon ein ernstes Hindernis bereitete, bis sie meist von selbst dort verschwand. Durch große Heereszüge werden ebenfalls Pflanzen verschleppt: so soll das vor den Linien Wiens vorkommende *Euclidium syriacum* von der Belagerung Wiens durch die Türken, die *Crambe tatarica* im südlichen Mähren von den Einfällen asiatischer Völker in noch früheren Perioden herrühren, ebenso verschleppten die während des Krieges von 1870 aus Alschier herbeigezogenen Kavallerieregimenter in ihren Futtervorräten zahlreiche afrikanische Unkräuter nach Frankreich.

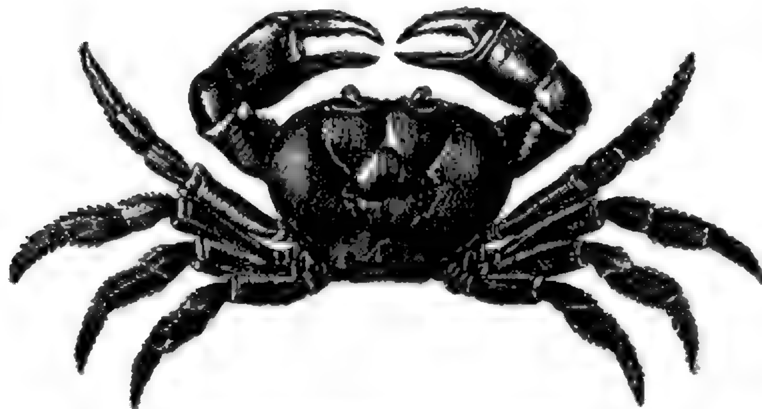
Wie erfolgreich die unabsichtliche Verbreitung der Pflanzen durch Menschen ist, ersieht man daraus, dass in England seit den letzten 2000 Jahren 83 Pflanzenarten, darunter allein 55 Arten seit dem Jahre 1724 eingeschleppt und eingebürgert worden sind. Seit der Entdeckung Amerikas sind nahezu 50 amerikanische Pflanzen in Europa, hingegen in den Vereinigten Staaten von Amerika, dem stärkeren Zuge der menschlichen Einwanderung dorthin entsprechend, nicht weniger als 172 europäische

Pflanzenarten eingebürgert worden. Während derselben Zeit ist in diesen Ländern kein Beispiel einer Einwanderung einer neuen Pflanze durch die Naturkräfte (Luft, Wasser, Tiere) bekannt geworden, ein Beweis, wie viel mächtiger der Einfluß des Menschen auf die Wanderung der Lebewesen ist.

Gefahren und Hindernisse der Wanderung. Die Ortsveränderung, die jedes Individuum wenigstens zu irgend einer Zeit seiner Entwicklung durchmachen muß, und die im allgemeinen als eine Wanderung aufgefaßt werden kann, ist mit zahllosen Gefahren verbunden, welche bewirken, daß ein großer Teil der organischen Wesen schon während der Wanderung zu Grunde geht oder örtlicher Hindernisse halber ein günstiges Ziel nicht zu erreichen vermag.

In der frei beweglichen Tierwelt giebt es zahlreiche Beispiele eigentlicher Wander- oder Zugtiere, welche in völlig ausgebildetem Zustande periodisch längere oder kürzere Wanderzüge unternehmen und sich dabei scharenweise ansammeln. Dahin gehören die nordischen Wandertiere: Renntiere, Bisamochsen, Polarfüchse, grönländische Wale, die Lemminge, die sibirischen Erdmäuse, die nordamerikanischen Eichhörnchen; sehr viele Vögel, wie Schwalben, Wachteln, Wandertauben, Schnepfen u. dgl., Schellfische, Heringe, Lachse, Aale; Heuschrecken, Libellen, Ameisen, Termiten, Erdkrabben (Fig. 6) u. s. f. Dessenungeachtet sind selbst diese verhältnismäßig widerstandsfähigsten Tiere zahlreichen Gefahren ausgesetzt, so daß ganze Wanderzüge verunglücken. Bald sind es widrige Luft- und Wasserströmungen, heftige Stürme und klimatische Verhältnisse, bald der Mangel an Nahrung, die Verfolgung durch Raubtiere und Menschen, bald Seuchen u. dgl., welche ihre Scharen lichten oder gänzlich vernichten. So sollen die norwegischen Lemminge oft insgesamt auf ihren Zügen zu Grunde gehen; in den höheren Norden gerichtete Züge scheinen sie darum zu vermeiden. Ganze Scharen von Wachteln und Schnepfen sinken bei heftigen und widrigen Winden ermattet ins mittelländische Meer und werden auf diese Weise während des Zuges vernichtet. Es ist bekannt, daß unsere mitteleuropäischen Singvögel in Italien während des Zuges massenhaft gefangen und verspeist werden, worin eine Hauptursache ihrer Abnahme liegt, weshalb auch internationale Verträge und Gesetze dagegen ankämpfen, bisher nur leider mit geringem Erfolg.

Fig. 6.



Turluru *(Gecarcinus ruricola)*.

Weit größer sind jedoch die Gefahren der Wanderung für die niedere und kleinste Tierwelt sowie für jene höheren und größeren Tiere, deren oft winzige Eier und Brut größere Ortsveränderungen durchzumachen haben. Hier ist der passive Transport wie bei den Pflanzen der vorherrschende und unterliegt daher allen Gefahren, die in der Natur der Transportmittel selbst begründet sind. Die Wirkung dieser Vehikel ist oft dem Gedeihen der fortgeführten lebenden Wesen höchst ungünstig. Luft und Wasser, der Zug anderer Tiere und die unabsichtliche Verschleppung durch Menschen wirken als blinde Naturkräfte ohne jegliche Rücksicht mit der ganzen Unerbittlichkeit einer Naturgewalt. Die Strömungen von Luft und Wasser hängen von anderen tellurischen Erscheinungen ab und erfolgen daher oft in einer für die transportierten organischen Wesen sehr ungünstigen Richtung oder mit einer dieselben geradezu vernichtenden Gewalt. Manche Ströme und Windrichtungen sind entschieden ungünstig für die Verbreitung lebender Wesen; so insbesondere die nach dem hohen Norden gerichteten. Ohne Rücksicht reißt der Sturm Blüten, Blätter, Zweige, reife und unreife Früchte und Samen mit sich; ohne Rücksicht dringt das Wasser in die schwimmenden Samen und Früchte und zerstört ihre Keimkraft; ohne jegliche Sorgfalt verschleppt das Tier die ihm anhängenden oder von ihm verschluckten Samen an andere Orte. Myriaden von Samen und Früchten gehen daher schon während des Transportes zu Grunde, und es verderben ganze Generationen von Seetieren, die nach Stürmen am seichten Meeresstrande ausgeworfen, sowie umgekehrt von Landtieren, die über das Meer verschlagen werden.

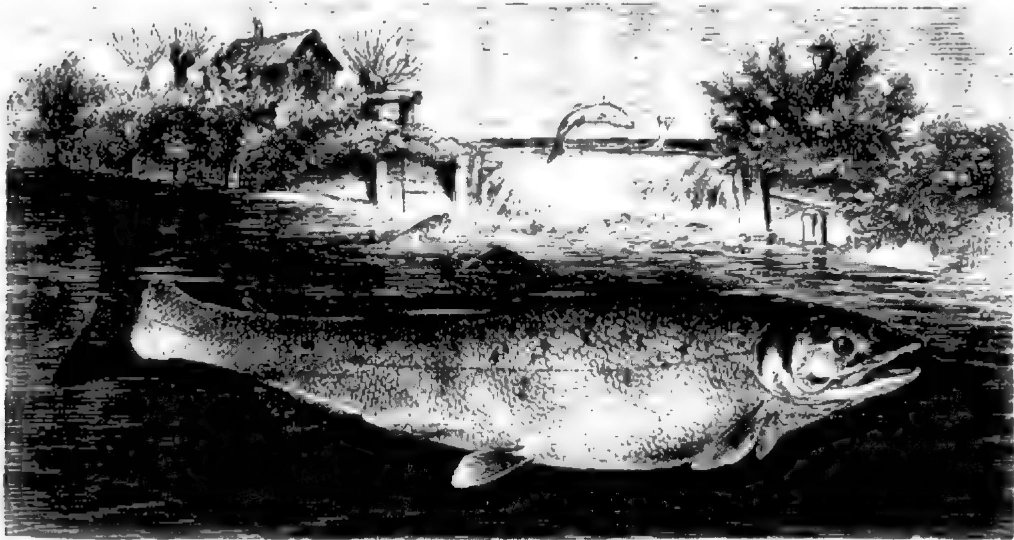
Die Ausgestaltung der Erdoberfläche, insbesondere die Verteilung von Land und Wasser, aber auch die verschiedene physische Beschaffenheit der Wohnorte setzt der Wanderung sowie der Ansiedelung der Tiere und Pflanzen oft unübersteigliche Schranken. Die frei bewegliche Tierwelt ist in der Regel nur für eine Art der Fortbewegung vollkommen ausgerüstet und daher durch eine unüberwindliche Schranke aufgehalten, wenn die örtlichen Verhältnisse diese Art der Fortbewegung nicht gestatten, oder die Kräfte des Tieres zu ihrer Überwindung nicht ausreichen. Das Gleiche gilt von den Naturkräften, die den Transport lebender Wesen vermitteln. Auch sie vermögen nicht gewisse örtliche Hindernisse zu überwältigen und daher eine gleichmäßige unbegrenzte Verbreitung nach allen Richtungen zu bewerkstelligen. Solche örtliche Schranken der Verbreitung sind vornehmlich Meere und Meerengen, submarine Bodenerhebungen, Gebirge, ausgedehnte Ebenen, insbesondere Steppen und Wüsten.

Nicht nur weite Meere, sondern auch schmale Meerengen setzen schon der Verbreitung von Landtieren und Landpflanzen unüberwindliche Schranken. So sind insbesondere die wasserscheuen Reptilien und die Landschnecken in ihrer Verbreitung aufgehalten. Irland hat weniger solcher Tiere als Großbritannien, dieses weniger als das benachbarte Festland. Es ist kein Beispiel bekannt, dass in historischer Zeit auch nur eine Pflanze über den Kanal La Manche oder über die Meerenge von

Messina durch die Naturkräfte (Luft, Wasser, Tiere) sich vom Festland auf die so nahe gelegenen Inseln verbreitet hätte.

Umgekehrt sind Wassertiere durch Landschranken in ihrer Verbreitung gehemmt. Getrennte Stromgebiete haben in der Regel eine verschiedene Fischfauna; ja selbst in demselben Stromgebiet können größere Wasserfälle unübersteigliche Hindernisse abgeben. So sind Flußaal, Lachs (Fig. 7), Stör charakteristisch für das Stromgebiet der Elbe,

Fig. 7.



Lachs (*Salmo salar*).

hingegen Huchen und Hausen (Fig. 8) für das der Donau. Kleinere Hindernisse werden durch Lachse übersprungen, durch Aale umgangen. Allein größere Wasserscheiden können von diesen Tieren nicht überwunden werden. Höhere Gebirgsketten, mitunter auch weite Ebenen pflegen gewaltige Scheiden für lebende Wesen zu sein, so daß nicht nur Flora und

Fig. 8.



Hausen (*Acipenser huso*).

Fauna diesseits und jenseits verschieden sind, sondern häufig selbst die Menschen.

Wie im großen die Verbreitungsbezirke durch unüberwindliche Schranken eingeengt sind, so ist auch innerhalb des Verbreitungsbezirkes einer Art dieselbe nicht stetig über das ganze Areal verbreitet, sondern nur an den für sie erreichbaren und mit den nötigen Existenzbedingungen ausgestatteten einzelnen Standorten oder Wohnorten zu finden. Man muß sich daher die Verbreitung der organischen Wesen nicht als eine stetige, sondern als eine aus mehr oder weniger zahlreichen getrennten Ansiedelungen (Kolonieen) zusammengesetzte vorstellen.

Die Wanderung wird in überaus zahlreichen Fällen dadurch erfolglos, daß der größte Teil der Erdoberfläche bereits mit lebenden Wesen bedeckt ist. Sehr bald wird ein durch klimatische, geologische oder kulturelle Vorgänge entstandenes neues Ansiedlungsgelände durch eine Invasion von allen Seiten besetzt, und in der Regel werden die kräftigsten der ersten Ansiedler sich gegen spätere und schwächere Ankömmlinge leicht zu behaupten wissen. Die Folge davon ist, daß sich bald in jedem Gebiete ein gewisser Gleichgewichtszustand in der Lebewelt heranbildet, der so lange unverändert bleibt, bis nicht die erwähnten Verhältnisse der Außenwelt neuen Boden für eine andere Verbreitung der organischen Wesen schaffen, das Vordringen anderer Pflanzen und Tiere befördern. Während dieses beweglichen Gleichgewichtszustandes der Lebewelt ändert sich die Flora und Fauna einer Gegend nicht wesentlich, da die durch das Absterben einzelner Individuen entstehenden Lücken alsbald durch neue Individuen derselben Art ausgefüllt werden. Ja während dieses Zustandes, der bei unveränderten klimatischen, geologischen und kulturellen Verhältnissen durch Jahrtausende währen kann, wird sich nicht einmal die Zahl der Individuen wesentlich ändern, und alle die Myriaden der alljährlich erzeugten Keime, Samen, Eier u. s. w. müssen, soweit sie nicht zur Ausfüllung etwaiger Lücken dienen, schon wegen Mangels an Raum zu ihrer Entwicklung zu Grunde gehen.

II. Die natürlichen Existenzbedingungen der Pflanzen und Tiere.

Übersicht der hierher gehörigen Erscheinungen. Man kann, wie bereits oben erwähnt wurde, alle lebenden Wesen als in einem steten Kampfe mit den Verhältnissen der Außenwelt begriffen betrachten, und dieser Kampf ums Dasein, wie Darwin die hierher gehörigen Erscheinungen bezeichnend nannte, besteht seiner Hauptsache nach in einem steten Ringen um die Existenzbedingungen. Er beginnt mit dem Leben eines jeden Individuums und dessen erster Ansiedlung und hört erst mit dem Tode desselben auf. Bei diesem Ringen sind nicht nur die Hindernisse der leblosen Natur zu überwältigen; es tritt außerdem noch die ebenso wichtige Mitbewerbung (Konkurrenz) der übrigen Lebewelt ins Spiel. Wir haben daher zunächst das Ringen nach den Existenzbedin-

gungen überhaupt zu betrachten und sodann auf den Mitbewerb der übrigen lebenden Wesen gebührende Rücksicht zu nehmen.

Zu den Existenzbedingungen, an welche die Erhaltung des Individuums geknüpft ist, gehört in erster Linie die Ernährung. Zur Ernährung im weitesten Sinne aber gehören alle Lebensbedürfnisse, als da sind: Luft, Licht, Wärme, Feuchtigkeit und eigentliche Nahrung. Alle Orte der Erdoberfläche, welche die einer bestimmten Art zukommenden Lebensbedingungen nicht besitzen, sind für dieselbe unnahbar. Hierdurch wird die Verbreitung einer jeden Art in um so engere Grenzen eingeschlossen, je eigentümlicher ihre Ansprüche in dieser Richtung sind, und nur wenigen organischen Wesen ist es gleich dem Menschengeschlecht gegönnt, über die ganze Erde oder wenigstens über größere Teile derselben sich zu vertreiben. Selbstverständlich könnte jedoch der Verbreitungsbezirk der meisten lebenden Wesen hinsichtlich der Existenzbedingungen ein weit größerer sein, da die einer Art entsprechenden Lebensbedingungen häufig an vielen zerstreuten Punkten der Erdoberfläche angetroffen werden, wenn nicht schon bei der Wanderung die meisten organischen Wesen durch die bereits geschilderten Hindernisse abgehalten würden, jenen ihnen günstigen Punkte zu erreichen und zu besetzen. Der Verbreitungsbezirk (Wohnort) einer Art ist daher zunächst durch die Hindernisse der Wanderung und Ansiedlung beschränkt und innerhalb der Grenzen der Wanderfähigkeit ist es sodann die physische Beschaffenheit desselben (seine Eigenschaft als Standort), welche das Vorkommen einer Art bedingt. Bei den Pflanzen sind Klima und Boden die maßgebenden, aus der physischen Beschaffenheit des Standortes hervorgehenden Lebensbedingungen. Bei den Tieren ist neben dem Klima hauptsächlich die entsprechende organische Nahrung, also die umgebende Lebewelt, das entscheidende Moment, von dem das Vorkommen einer Art innerhalb des Verbreitungsbezirkes abhängt. Bei beiden kommt sodann noch die gleichfalls um ihre Lebensbedingungen ringende übrige Lebewelt als mitbewerbend und sich gegenseitig bekämpfend oder unterstützend in Betracht. Man kann daher auch die letzteren als Einflüsse der Umgebung zusammenfassen, und sie den übrigen Existenzbedingungen, welche als Einflüsse der leblosen Umgebung erscheinen, entgegenstellen.

Einfluß des Bodens auf die Pflanzenwelt (Bodenstatik). Der Einfluß des Bodens auf die Pflanzenwelt beruht darauf, daß die Pflanze ihre Nahrung aus dem Boden bezieht. Hierbei spielt das Wasser als Bodenfeuchtigkeit eine Hauptrolle. Da die Pflanze ihre Hauptnahrung, insbesondere die Bodensalze, nur im gelösten Zustande aufzunehmen vermag, so ist ein Gedeihen von Pflanzen ohne Wasser nicht denkbar. Allein das Bedürfnis nach Bodenfeuchtigkeit ist bei den Pflanzen dem Grade nach außerordentlich verschieden. Es gibt trockenheit- und feuchtigkeitliebende (xerophile und hygrophile) Pflanzen. Erstere kommen vorherrschend auf steinigem, schwer verwitterbarem (dysgeogenem), letztere auf

erdigem (eugeogenem), bald sandigem, bald thonigem Boden vor. Doch können unter Umständen auch letztere Pflanzen einen hohen Grad von Dürre ertragen. Von welchem Einfluß die physikalischen Eigenschaften des Bodens, seine Dichte, sein Wärme- und Wasserleitungsvermögen u. dgl. sind, erhellt aus der einfachen Vergleichung zweier Extreme des erdigen Bodens, wie des Sand- und Thonbodens. Der Sandboden ist locker, leicht beweglich, für Wasser und Wärme sehr durchlässig, aber eben deshalb abwechselnder Dürre und Feuchtigkeit, Hitze und Kälte sehr ausgesetzt. Den Gegensatz bildet der zähe, dichte, oft steinfeste, für Wasser und Wärme wenig durchlässige Thonboden. Es ist von selbst einleuchtend, daß nur Pflanzen, deren Ernährungsorgane diesen so sehr verschiedenen Bodenarten genau angepaßt sind, sich auf denselben behaupten können.

Auch von unverkennbarem Einfluß ist die chemische Beschaffenheit des Bodens. Obgleich die Hauptnahrungsmittel der Pflanzen (Wasser, Kohlensäure, Ammoniak, dann hauptsächlich Kali-, Natron-, Kalkverbindungen, Kieselsäure, Schwefel und Phosphor) ziemlich allgemein verbreitet sind und die Pflanze sich dieselben, selbst wenn sie nur in Spuren im Boden vorhanden sind, anzueignen vermag, so ist doch das Mischungsverhältnis der Nahrungsstoffe in einer Bodenart nichts weniger als gleichgiltig. Man sieht dies besonders deutlich bei Bodenarten von ausgesprochener chemischer Eigentümlichkeit, wie bei Salz- und Kalkboden, die für viele Pflanzenformen entschieden tötlich wirken, während sie gerade für andere sich sehr förderlich zeigen.

Findet man in einer Gegend eine Pflanze streng an eine gewisse Bodenart gebunden, so nennt man sie nach Unger bodenstet; kommt sie aber auch bisweilen auf anderen Bodenarten vor, so heißt sie bodenhold und, wenn keine Vorliebe für einen bestimmten Boden sich nachweisen läßt, bodenvag. Außer Salz- und Kalkboden ist noch der an kieselsauren Verbindungen (Silikaten) reiche Schieferboden für das Vorkommen vieler Pflanzen von großer Bedeutung und man hat namentlich in Gebirgen, wo Kalk- und Silikatgesteine häufig abwechseln, Gelegenheit, eine Verschiedenheit der Flora nach Bodenarten wahrzunehmen. Hierauf gründet sich der Unterschied von kalk- und schiefersteten und kalk- und schieferholden Pflanzen, welche erstere man auch Kalk- und Kieselzeiger, letztere Kalk- und Kieseldeuter nennt. Doch hat auch der Humus-, Moor-, Thon-, Sand-, Salz-, Basalt- und Lavaboden seine eigentümliche Vegetation.

Da die Bodenarten selten in der Natur rein und scharf ausgeprägt sind, so ist der Einfluß des Bodens in vielen Fällen nur schwer erkennbar. In andern Fällen hingegen ist der Einfluß der physikalischen und chemischen Eigenschaften des Bodens so hervorstechend, daß er dem oberflächlichsten Blicke nicht zu entgehen vermag.

Was zunächst die Bodenfeuchtigkeit anbelangt, so drückt sich der Einfluß derselben schon auffällig genug in der Gesamtvegetation aus,

indem die verschiedenen Vegetationsformen des trockenen und feuchten Bodens sowie des Wassers hierdurch, bedingt werden. Es giebt in Bezug auf die Eignung als Standort der Pflanze alle Übergänge von den vollkommen trockenen vegetationslosen Wüsten bis zu der großen Bodenfeuchtigkeit der Sumpfwälder, der gewöhnlichen Sümpfe und Torfmoore sowie endlich des Wassers selbst. In großen Ebenen ändert sich die Vegetation oft mit einer geringen Änderung des Niveaus gänzlich, weil dadurch die Bodenfeuchtigkeit sich verschieden gestaltet. So sind in den ungarischen Tiefebenen die Vegetationsformen der Moore, Sümpfe des Überschwemmungsgebietes und der trockenen Steppe oft scharf durch Niveau-Verschiedenheiten des Bodens von wenigen Fuß Höhe geschieden.

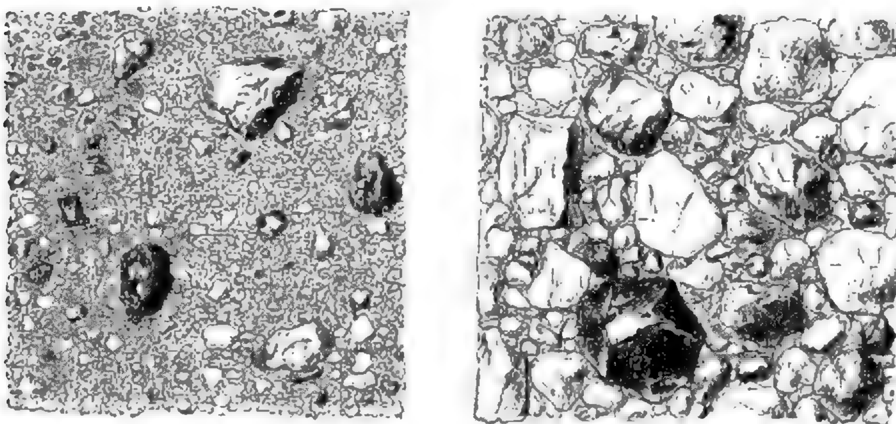
Thurmann, der der Bodenfeuchtigkeit den größten Einfluß auf die Verbreitung der Pflanzen zuschreibt, weist nach, daß xerophile Pflanzen im Gebirge der oberen Felsregion angehören, während sich die hygrophilen Pflanzen auf dem feintrümmerigen sandigen oder thonigen Boden der unteren Regionen vorherrschend ansiedeln. In den ausgedehnten Hoch- und Tiefebenen aber, wo ein dysgeogener Boden selten vorkommt, werden xerophile und hygrophile Pflanzen an passenden Standorten nebeneinander angetroffen. Im allgemeinen erfreuen sich hygrophile Pflanzen einer sehr weiten, wenn gleich zerstreuten Verbreitung, während xerophile Pflanzen oft nur einen sehr engen Verbreitungsbezirk haben. Nach Engler ist die Feuchtigkeit ein noch wichtigerer Faktor als die Wärme. Für viele Pflanzen ist ein gewisser Wärmeüberschuß nicht nachteilig, wenn es nur nicht an hinreichender Feuchtigkeit fehlt. Größere feuchtwarme Gebiete haben weitverbreitete aber nicht sehr mannigfache Arten, während trockene Gebiete, wenn sie nur nicht wie die Wüsten der Feuchtigkeit ganz entbehren, unter gleichen Umständen einen großen Reichtum an Xerophilen beherbergen. Es giebt ferner amphibische Pflanzen, welche unter sehr verschiedenen Feuchtigkeits-Verhältnissen des Bodens zu leben vermögen. Endlich ist bei den eigentlichen Wasserpflanzen am deutlichsten zu sehen, daß außerdem die Beschaffenheit des Wassers das Vorkommen der Pflanzen bedingt, da in kalkfreien und in kalkhaltigen Gewässern ganz verschiedene Pflanzen auftreten und ebenso einerseits das Süßwasser anderseits das Meerwasser seine eigene Algenflora hat.

Sowie die Bodenfeuchtigkeit sind auch die übrigen physikalischen Eigenschaften des Bodens von großer Bedeutung. Hierher gehört insbesondere die Bündigkeit und das Verhalten des Bodens gegen Wärme und Feuchtigkeit. Bei den beiden letzteren Faktoren ist wieder die Kapazität und die Leitungsfähigkeit des Bodens zu beachten. In dieser Richtung unterscheidet man **schwere und leichte Bodenarten.**

Nicht ganz so wichtig für das Pflanzenleben wie die physikalischen sind die chemischen Eigenschaften des Bodens. Man muss hier die schließlichen Verwitterungsprodukte der Gesteine, insofern sie für die Ernährung der Pflanzen gleichgiltig sind und Bodengerüstteile (Fig. 9) heißen, von den eigentlichen Nährstoffen des Bodens,

den löslichen Bodensalzen, unterscheiden. Dass diese letzteren allein maßgebend sind, sieht man aus den gelungenen Kulturversuchen derselben Pflanzenart z. B. der Weinrebe in reinem Wasser und in den unfruchtbarsten dysgeogenen und eugeogenen Bodenarten, wie in reinen Quarz-Geröllen, in Quarz-Sand, Kalkschotter, Steinkohle, in Sägespänen u. dgl., wenn nur die Nährsalze in passender Form und genügender Menge der Pflanze zukommen. Zu den an sich indifferenten Bodengerüstteilen gehört Sand, Thon, Kalk und Magnesia in ungelöster Form und der Humus, welcher letztere nur die physikalische Bodenbeschaffenheit verbessert und dadurch günstig wirkt. Zu den wichtigsten in assimilierbarem Zustande vorhandenen Bodennährstoffen gehört Kali, Ammoniak, Kalk, Magnesia, Eisen, Chlor, Schwefelsäure, Phosphorsäure, Salpetersäure und Kohlensäure, letztere im Boden besonders als Auflösungsmittel der im Wasser schwer oder unlöslichen Pflanzennährstoffe. In chemischer Beziehung hat der Boden auch ein verschiedenes Absorptionsvermögen, wo-

Fig. 9.



Bodengerüstteile.
Lehm, vergr. Gartenerde, vergr.
(Nach Detlefsen.)

durch die wichtigsten Pflanzennährstoffe im Boden festgehalten werden. Es giebt in dieser Richtung arme, dürftige, aber auch reiche, kräftige Bodenarten.

Aus der buntesten Mischung von Bodenbestandteilen gehen die verschiedenen Bodenarten hervor, wie der Geröll- oder Kiesboden, der Sandboden, der Thonboden, der Lehmboden, der Mergelboden, der Kalkboden, der Salzboden, der Humusboden u. dgl. Der Sandboden besteht also keineswegs immer aus reinem Kieselsand, der Lehmboden ist regelmäßig kalkhaltig, der Mergelboden heißt sogar danach, dass er aus Thon und Kalk gemengt ist; trotzdem läßt sich leicht an der wildwachsenden Vegetation nachweisen, dass bestimmte Pflanzen gewisse Bodenarten vorziehen und sich wenigstens für bestimmte Gegenden bodenstet oder bodenhold verhalten. Am auffälligsten ist der Wechsel der Vegetation nach

Bodenarten in Gebirgen, in welchen verschiedene Gesteinsformationen aneinander grenzen. So sind insbesondere die Kalkgesteine und die krystallinischen Schiefer (Silikatgesteine) der Alpen durch eine verschiedenartige Flora ausgezeichnet, und häufig findet man daselbst Pflanzenformen in einander sehr ähnlichen (stellvertretenden) Pflanzenarten auf Kalk-, bezüglich auf Schieferboden vertreten. Dieser Wechsel der Vegetation nach Bodenarten macht sich bei Moosen und Flechten, die auf nacktem Gestein wachsen, noch bemerkbarer als bei den höheren Pflanzen.

Es ist nun eine sehr bemerkenswerte Thatsache, daß die Bodenstetigkeit der Pflanzen oft nur eine örtlich enger umgrenzte ist. Für einzelne Gebirge und Gebirgsteile lassen sich mit großer Bestimmtheit kalkstete, schieferstete und stellvertretende (vikarierende) Formen unterscheiden, unter letzteren aufs nächste mit einander verwandte Formen verstanden, von denen die eine stets die andere gleichsam ablöst, sobald die Gesteinsart im Gebirge wechselt. Allein auf größere Entfernungen oder unter verschiedenen klimatischen und Feuchtigkeits-Verhältnissen wechselt mitunter scheinbar eine Pflanzenart ihre Vorliebe für gewisse Bodenarten. So ist die Lärche in den Westalpen schieferstet oder schieferhold, in den Ostalpen entschieden kalkstet oder kalkhold. Die Legföhre der Alpen (*Pinus pumilio*) ist für die Kalkalpen charakteristisch; im Riesengebirge und in den Karpaten wächst sie auch auf krystallinischen Gesteinen. Auch der Mitbewerb anderer Arten spielt hierbei oft mit; in Dänemark findet sich die Eiche auf magerem Sand- und feuchtem Thonboden, nicht weil sie solchen liebt, sondern weil sie durch die Buche von anderem Boden ausgeschlossen wird; die bei uns so sandholde Kiefer zeigt sich, seitdem man sie in die Champagne verpflanzt hat, dort an Kalkboden gebunden, da sie auf nicht kalkhaltigem Boden in diesem ihrer vollkräftigen Entwicklung überhaupt nicht zusagenden Klima die mitbewerbenden Gewächse nicht zu besiegen vermag. Anderseits können Gewächse je nach dem Klima chemisch verschiedenartigen Böden sich anschmiegen, dadurch beweisend, daß die physikalische Begabung des Bodens doch den Ausschlag giebt. Die bei uns kalkliebende Rotbuche flieht im Trockenklima der Mittelmeerlande den trocknen, warmen Kalkboden und bevorzugt den feuchteren, kühleren Kieselboden; umgekehrt dringt die an Trockenheit angepaßte immergrüne Vegetation des Mittelmeerraumes nur auf Kalk weit nach dem schon mehr befeuchteten Norden im nördlichen Kleinasien, Italien und Südfrankreich. Man sieht daraus, wie verwickelt die Vorkommensverhältnisse sind und wie bald der eine, bald der andere Faktor entscheidet, abgesehen davon, dass sich die Pflanze bei Weiterausbreitung häufig neuen, ihr anfangs nicht ganz zusagenden Verhältnissen anpasst, wie beispielsweise eine unserer bekanntesten Strandpflanzen, *Salsola Kali*, auf den Kornfeldern Nordamerikas das ärgste Unkraut geworden ist. Vergessen darf man freilich nicht, dass krystallinische Schiefer z. B. oft genug durch ihren Feldspat oder ihre Hornblende kalkhaltig, dagegen Kalksteine sehr gewöhnlich durch den ihnen zugemengten Thon (also kieselsaure Thonerde) kieselhaltig

sind. Gewächse erfreuen sich aber, wie schon berührt wurde, einer wunderbaren chemischen Auslesefähigkeit ihrer Wurzeln, die z. B. auch noch ganz geringe Kalkmengen aus vielleicht überwiegend Kieselverbindungen enthaltenden Bodenlösungen aufzusaugen im Stande sind. Umgekehrt kann eine vielleicht thatsächlich kalkholde, ja kalkstete Pflanze darum gerade auf Kalkboden fehlen, weil ihr hier ein schädliches Übermaß von Kalk dargeboten wird. So saugen unsere Wiesengräser kochsalzhaltige Bodensäfte auf, sterben aber sofort ab, wenn man ihren Nährboden mit konzentrierter Kochsalzlösung durchtränkt.

Noch auffälliger als in der freien Natur ist der Einfluß des Bodens auf die Kulturpflanzen. Bei der Kultur im großen, also vorzüglich beim Ackerbau, macht man die Erfahrung, daß nach einer Reihe von Ernten, namentlich nach gleichartiger ununterbrochener Aussaat und bei oberflächlicher Ackerung, der Boden allmählich an Pflanzennährstoffen ärmer und dadurch unfruchtbarer wird. Man sucht daher durch Wechsel in den Kulturpflanzen, wie insbesondere durch wechselnden Anbau von Kornfrüchten und Hackfrüchten, durch Tiefackerung oder durch Ruhepausen (Brachen) den Boden möglichst zu schonen. Es kann jedoch der endlichen Bodenerschöpfung nur dadurch gründlich vorgebeugt werden, daß die Nährstoffe, welche die Pflanzen dem Boden entziehen und die Menschen durch die Ernten hinwegschaffen, dem Boden wieder ersetzt werden. Es geschieht dies bisweilen durch die Natur, wie z. B. durch Überschwemmungen, oder durch Kulturmaßregeln, so durch die Tiefackerung, am besten aber durch Düngung mit passenden Ersatzstoffen. Unter allen Düngemitteln ist der Stallmist das vorzüglichste. Er rührt von pflanzenfressenden Tieren her und enthält alle von den Pflanzen beanspruchten Nährstoffe in hinreichender Menge und in leicht assimilierbarer Form. Ähnlich verhält sich die Jauche oder der flüssige Dünger und der Inhalt der Latrinen. Öfter werden auch Abfälle von tierischen und vegetabilischen Stoffen als Kompost oder Streudünger benützt. Als besondere Düngemittel sind der stickstoffreiche Chile-Salpeter und der phosphorreiche peruanische Guano, die phosphorhaltigen Mineralien und Gesteine, das Knochenmehl, die kalihaltige Holzasche sowie die kalireichen Abraumsalze geschätzt. So wirken auf den Ertrag der Cerealien und Ölpflanzen die phosphorhaltigen Düngemittel und das Knochenmehl, auf Wurzelgewächse der Kalidünger, auf Hülsenfrüchte Kalisalze und Gyps, auf Wiesenpflanzen Kalisalze und Knochenmehl besonders günstig ein. Es giebt aber auch Düngemittel, welche vorzugsweise die physikalische Beschaffenheit des Bodens und hierdurch den Ertrag desselben verbessern. Hierher gehört die passende Anwendung von Gyps, Kalk und Mergel, ferner Schlamm und Sand, sowie die Verwendung der Ernterückstände und die Gründüngung oder das Unterpflügen hierzu eigens angebauter Pflanzen.

Einfluß des Klimas auf die Pflanzenwelt. Die für das Leben der Pflanzen wichtigsten klimatischen Faktoren sind Licht, Wärme und Feuchtigkeit, die beiden ersteren durch den Sonnenschein, der letztere

durch die atmosphärischen Niederschläge gegeben. Sonnenschein und Regen, und zwar nicht sowohl der Quantität nach als insbesondere in passender Verteilung und Abwechslung, gehören zu den wichtigsten Existenzbedingungen der Pflanzen.

Wie beim Boden, so ist es auch beim Klima außerordentlich schwierig, die eigentlichen Bedürfnisse einer Pflanzenart mit befriedigender Schärfe zu erkennen. Nur sehr allmählich gelingt es der Wissenschaft, den Einfluß der einzelnen klimatischen Faktoren auf das Leben der Pflanze nachzuweisen, und so den Grund zu einer künftigen Pflanzenklimatologie zu legen.

a) Einfluß des Lichtes. Das Sonnenlicht ist für die Pflanzen im allgemeinen viel wichtiger als für Tiere, wie schon aus der Thatsache erhellt, daß in völlig lichtlosen unterirdischen Räumen wohl Tiere aus allen, selbst den höchsten Klassen vorkommen, während die Pflanzenwelt hier nur durch niedere chlorophyllfreie Formen, vor allem die Pilze, vertreten ist. Die Pflanze vermag nur im Sonnenlichte ihr Hauptnahrungsmittel, die Kohlensäure zu zerlegen, den Sauerstoff auszuscheiden und den Kohlenstoff zu organischen Verbindungen zu benützen, wobei das Blattgrün (Chlorophyll) der grünen Pflanzenteile eine Hauptrolle spielt. Ohne Licht oder bei wenig Licht können daher nur chorophyllfreie Schmarotzer und Humusbewohner sowie einzelne unterirdische oder sonst dem Lichte entzogene Pflanzenteile auf Kosten der im Lichte verrichteten Arbeit chlorophyllhaltiger Pflanzen und Pflanzenteile, auf Kosten der in den Zellen aufgehäuften sogenannten Reservestoffe, leben. Das Licht selbst bringt überdies die merkwürdigen Erscheinungen des positiven und negativen Heliotropismus hervor, für welche eine Menge Pflanzen mit den wunderbarsten Einrichtungen begabt sind und durch welche sie ihre Existenz erringen. Der Lichthunger sowie die Lichtscheu prägen sich namentlich in den Wachstumsrichtungen der Achsenorgane aus. Das Lichtbedürfnis einer jeden Pflanzenart ist ein sehr verschiedenes, wie so recht auffallend die nach Licht ringenden Schlinggewächse im Gegensatze zu den sogenannten Schattenpflanzen zeigen. Doch fehlt es bisher an jeder Methode, auch nur annähernd das Lichtbedürfnis bezüglich der Stärke und Dauer der Besonnung für einzelne Pflanzen und deren Entwicklungsphasen zu bestimmen. Ebenso schwierig ist es, den Einfluß des Lichtes bei der Besonnung von der gleichzeitig sich äußernden Wärme zu trennen, wie bei den Bewegungserscheinungen, die den sogenannten Pflanzenschlaf und das Erwachen aus demselben bedingen. Das Öffnen und Schließen der Blumen vollzieht sich so regelmäßig, daß schon Linné hierauf seine Blumenuhr gründete. Ebenso regelmäßig vollziehen sich unter normalen Verhältnissen die Bewegungen der Laubblätter, welche sich nach Tagszeiten senken und heben, zusammenfalten und wieder aufrichten oder sich wenden und drehen.

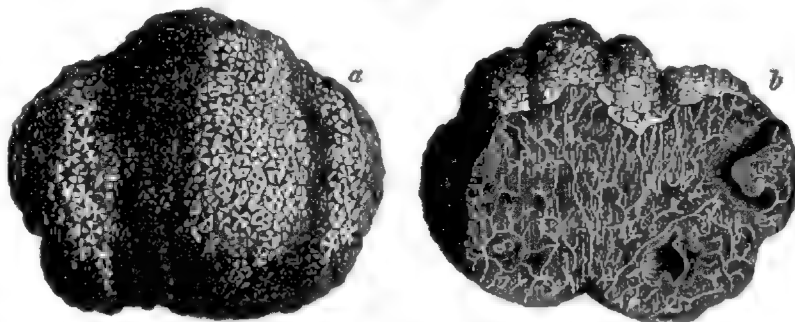
Eine kräftige und langanhaltende Besonnung, wie sie bei uns auf sonnigen Standorten, in Polargegenden und auf Alpengipfeln während

des kurzen Sommers vorkommt, äußert sich durch die intensivere Färbung aller Organe, besonders der Blüten, welche sich auch auffallend vergrößern und zahlreicher werden. Das Pflanzenleben spielt sich rascher ab und eilt der Fruchtbildung zu. Hingegen bleiben die vegetativen Organe, der Höhenwuchs, die Laubentwicklung oft zurück. Im Gegensatze hierzu bringt die kräftige, aber durch das ganze Jahr fast gleichmäßige Sonnenbestrahlung der Tropenländer, wo sie sich mit hochgradiger Feuchtigkeit verbindet, die üppigste Entfaltung des Pflanzenlebens, insbesondere der Blattorgane hervor.

Auffallend arm und eigentümlich ist die sogenannte *Flora subterranea* der Höhlen, Grotten und Bergwerke. Man hat bisher nur 30—40 Pilzformen daselbst entdeckt, meist solche, die mit dem Holze eingeschleppt wurden und in dem geheimnisvollen ewigen Dunkel dieser Räume oft sehr üppig fortwuchern, aber meist nur sterile Pilzlager bilden, während die Bildung von Fruchtkörpern selten ist oder sehr verkümmert. Auch die Zahl der unterirdisch an der Erdoberfläche vorkommenden Pflanzen ist gering und beschränkt sich auf die Familie der trüffelartigen Pilze (Fig. 10).

b) Einfluß der Wärme. Weit augenfälliger noch als die Wirkung des Lichtes ist die Wirkung der Wärme auf die Vegetation. Dieser mächtige Einfluß ist die Ursache, daß man sehr häufig die Verbreitung der Pflanzen als lediglich von den Wärmeverhältnissen einer Gegend abhängig betrachtet, was jedenfalls bei den so verwickelten Einwirkungen der Außenwelt auf das Leben der Pflanzen sehr einseitig ist. Dazu kommt, daß es sehr schwierig ist, das für das Leben und Vorkommen einer Pflanze notwendige Maß an Wärme festzustellen. Erst einem neuern Zweige der Naturwissenschaft, der Phänologie, der Lehre von der Periodizität gewisser mit den Witterungsverhältnissen innig verbundener Erscheinungen an Pflanzen und Tieren, ist es gelungen, das Wärmebedürfnis vieler Pflanzen annähernd zu ermitteln.

Fig. 10.



Die schwarze Trüffel (*Tuber melanosporum*).
a Von außen, *b* im Durchschnitt.

Eine jede Pflanze nämlich bedarf zu ihrem Leben, insbesondere zur Hervorbringung gewisser Entwicklungsphasen, teils bestimmter Temperaturgrade, teils bestimmter Wärmemengen. So erfolgt das Keimen der Sporen und Samen nur innerhalb bestimmter Temperaturen; so erwachen die ausdauernden Pflanzen, inbesondere die Bäume nur bei

einer für jede Pflanze bestimmten Temperatur (meist nur wenige Grade über 0°) aus dem Winterschlaf; so ist die Entfaltung der Blütenknospen, das Stäuben der Antheren, das Reifen der Früchte und Samen von bestimmten Temperaturgraden abhängig.

Noch wichtiger aber ist das Erreichen gewisser Wärmemengen innerhalb bestimmter Entwicklungsstadien. Der Eintritt derselben läßt sich nicht immer mit gleicher Schärfe beobachten. Es eignen sich daher nicht alle Entwicklungsstadien gleich gut zu phänologischen Beobachtungen. Zu den bestbestimmbaren Stufen der Entwicklung gehören: das Hervortreten des Keimes aus dem Samen; das Anschwellen und die Verlängerung der Knospen, welche bezeichnende, lichte Gürtelstreifen erhalten an den ausdauernden Pflanzen und Bäumen; die Entwicklung der Laubblätter; das Aufblühen, insbesondere das Erscheinen der ersten Blüte; die Verstäubung der Antheren; der Eintritt der Fruchtreife. Man kann bekanntlich gewisse Entwicklungsphasen der Kulturpflanzen, wie das Entwickeln des Laubes, das Aufblühen, die Fruchtreife und dgl. beliebig verzögern oder beschleunigen, je nachdem man der Pflanze weniger oder mehr Wärme zukommen läßt. Da sie nämlich zur Hervorbringung einer gewissen Entwicklungsphase stets der gleichen Wärmemenge bedarf, so wird die Erreichung dieser Entwicklungsphase in einer längern oder kürzeren Zeit möglich sein, je nachdem die äußere Temperatur eine tiefere oder höhere war. Ebenso erreichen die Pflanzen im Freien nur dann einen bestimmten Grad von Entwicklung, wenn ihnen die dazu nötige Wärmemenge zugekommen ist, was nach verschiedenen Jahren und Standorten in sehr verschiedenen Zeiten erreicht wird.

Durch längere phänologische Beobachtungen des Eintrittes der periodischen Entwicklungsstadien der Pflanzen und durch gleichzeitige Beobachtung der meteorologischen Erscheinungen, insbesondere aber der Lufttemperatur, läßt sich sowohl die Zeit, zu welcher dieselben an einem bestimmten Orte einzutreten pflegen, als auch die hierzu nötige Wärme mit großer Genauigkeit ermitteln. So hat man für Wien gefunden, daß die Belaubung der Bäume und Sträucher hier in der kurzen Zeit von 6 Wochen und zwar zwischen dem 26. März und 5. Mai erfolgt, die Entlaubung hingegen zwischen dem 25. September und 10. Dezember. Die Kätzchen der Haselnuß stäuben im Mittel schon am 14. Februar (freilich mitunter bis zu 18 Tagen früher oder später); das erste Schneeglöckchen blüht am 2. März (± 13 Tagen), während die Herbstzeitlose erst am 2. September (± 11 Tagen) zur Blüte gelangt. Bei manchen einander recht ähnlichen Arten ist dies so verschieden, daß man dieselben an der Blütezeit unterscheiden kann. Die großblättrige Linde (Sommerlinde, Frühlinde, *Tilia grandifolia*, Fig. 11) blüht z. B. schon am 9. Juni, die kleinblättrige Linde (Winterlinde, Spätlinde, *T. parvifolia*, Fig. 12) aber 9 Tage, die Silberlinde (*T. argentea*) erst 22 Tage später. Die Weinlese (Fruchtreife der Weinrebe) tritt nach hundertjährigen Beobachtungen in Mautern in Niederösterreich nach A. Kerner durchschnittlich am 6. Oktober ein. Aus

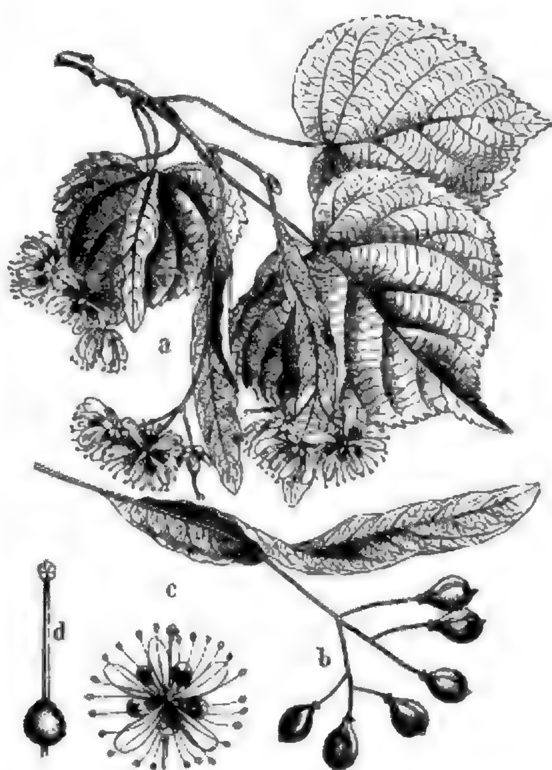
ähnlichen Beobachtungen hat man abgeleitet, daß bei uns für die Blütezeit der meisten Pflanzen ein Zeitunterschied von 4.1 Tagen für einen halben Breitengrad und von 1 Tag für je 30 Meter Erhebung über die Meeresfläche besteht. Indessen bei der mit der Höhe zufolge der Luftverdünnung und Lufttrockenheit zunehmenden Stärke der Sonnenbestrahlung ist die letzterwähnte Verzögerungsstufe nur als ein annäherungsweiser Mittelwert anzusehen; thatsächlich ist dieselbe auf minderen Erhebungen kleiner und wächst beträchtlich nach oben. Aus dem Vergleich der Zeitpunkte des Aufblühens der im Innsbrucker botanischen Garten kultivierten Hochalpenpflanzen mit den Zeitpunkten, in denen die nämlichen Pflanzen-

Fig. 11.



Großblättrige Linde (*Tilia grandifolia*). *a* Blütenzweig verkl., *b* Früchte mit dem Deckblatt verkleinert, *c* Blüte, *d* Durchschnitt der Frucht vergrößert.

Fig. 12.



Kleinblättrige Linde (*Tilia parvifolia*). *a* Blütenzweig verkl., *b* Früchte mit dem Deckblatt verkl., *c* Blüte, *d* Stempel vergr.

arten in verschiedenen Höhenlagen auf den benachbarten Bergen ihre Blüten öffneten, hat sich als Höhe der Eintagsverspätungsstufe ergeben:

zwischen	500	und	1000 *m*	20 *m*
„	1500	„	2000 „	27.8 „
„	2500	„	3000 „	35.7 „

Das Heidekraut (*Calluna vulgaris*) beginnt an Istriens Küste Ende Juli zu blühen, in den Alpenthälern darüber bei 1000 *m* Seehöhe Ende August; bei 2000 *m* Höhe stehen dagegen auf den Schieferbergen der Zentralalpen die dem wärmenden Boden sich anschmiegenden Heidesträucher

nicht erst Ausgangs, sondern schon vor Mitte September in voller Blüte. Was aber die jahreszeitliche Verzögerung der Gewächsentfaltung mit der Breite betrifft, so darf man in dieser Hinsicht nicht Orte in gar zu verschiedenen Längenlagen vergleichen, weil die Phasen der Vegetation in ihrem zeitlichen Eintritt keineswegs lediglich von dem Unterschied steilerer oder schrägerer Einstrahlung, also nicht lediglich vom Breitenunterschied beherrscht werden. In New-York z. B., unter Neapels Breite, findet das Aufblühen bestimmter Pflanzen nicht früher statt als in der hessischen Landschaft um Marburg trotz deren um 10° höherer Nördlichkeit. Umgekehrt entfalten sich unter gleicher Breite die Pflanzen im westlichen Europa bei seinem weit früheren Frühlingseintritt viel eher als im klimatisch-festländischen Osten: in Paris 15 Tage zeitiger als in Preßburg, 23 Tage zeitiger als in Sarepta an der Wolga. Wenn die Verspätung des Lenzeseinzugs in Christiania im Vergleich zu Wien nicht, wie man nach dem Breitenunterschied von 11° 43′ gemäß obigem Ansatz erwarten sollte, reichlich ein Vierteljahr, sondern nur 29 Tage ausmacht, so erklärt sich dies allerdings nicht bloß aus der westlicheren Lage, sondern auch aus dem langdauernden Sonnenschein im nordischen Sommer, wobei das Licht, in der Pflanze teilweise in Wärme umgesetzt, das Wachstum fördert.

Nach diesen Beobachtungen lassen sich auch die Wärmemengen bestimmen, die zur Hervorbringung bestimmter Entwicklungsphasen bei einzelnen Pflanzen notwendig sind. Man hat zu diesem Ende während der Entwicklungszeit die mittleren Tagestemperaturen zu bestimmen und dieselben zu summieren, um die Wärmemenge, die zur Erreichung des Entwicklungsstadiums notwendig ist, zu erhalten. Bei einjährigen Pflanzen beginnt man diese Wärmesummen (thermische Konstanten) von dem Tage der Keimung, bei den übrigen Pflanzen von dem Zeitpunkt des Erwachens aus dem Winterschlafe (vom Safttriebe) an zu berechnen. Beispielsweise braucht die Haselnuß nur die geringe Wärmesumme von 73° *C.*, um die ersten Blüten zu öffnen, der Kirschbaum bereits 291°, der Apfelbaum 536°, die kleinblättrige Linde 1022°, die Waldrebe 1671°. Es giebt verschiedene Methoden, diese Wärmesummen zu berechnen; doch scheint noch immer die von Boussingault gegebene Formel, die mittleren Tagestemperaturen während einer Entwicklungsphase zu summieren, als die einfachste und mit den kleinsten Fehlern behaftete den Vorzug zu verdienen.

Die phänologischen Beobachtungen geben über die Wärmebedürfnisse der Pflanzen die verläßlichsten Aufschlüsse und gestatten mannigfache Anwendungen. Ordnet man z. B. die aus vieljährigen Beobachtungen an einem Orte abgeleiteten phänologischen Normalmittel chronologisch, so erhält man für diesen Ort einen sehr verläßlichen Florenkalender, der ein getreues Bild der alljährlich sich abwickelnden periodischen Erscheinungen des Pflanzenlebens giebt. So erfolgt in Wien die Belaubung der Bäume und Sträucher zwischen dem 26. März und 5. Mai in einer ganz bestimmten Reihenfolge der Arten, so daß der schwarze Holunder

und der Flieder zuerst, die Nadelhölzer und unter diesen die Kiefer (Föhre) zuletzt sich belauben. Ebenso erfolgt die Entlaubung regelmäßig zwischen dem 25. September und 10. Dezember, wobei die Johannisbeeren beginnen und die Ulmen und Lärchen schließen. Für die Botaniker sind die aus phänologischen Beobachtungen abgeleiteten Blütenkalender, welche sich auf Normalmittel für das Erscheinen der ersten Blüten stützen, am interessantesten. Es kann aber auch der Landwirt aus den mittleren Daten der Saat, der Fruchtreife und Ernte vielfachen Nutzen schöpfen.

Bei dem ursächlichen Zusammenhang zwischen den Wärmeverhältnissen und dem Eintritt gewisser Entwicklungsphasen läßt sich auch umgekehrt aus letzteren auf erstere schließen. Man sieht besonders an Frühlingspflanzen und im Hochgebirge aus der ungleichen Blütezeit derselben Pflanze, welche bedeutende klimatische Verschiedenheiten in derselben Gegend je nach den Standorten vorkommen. Die Auslage nach der Himmelsgegend (Exposition), der sonnige oder schattige Standort begünstigen oder verzögern die Entwicklung oft um Wochen und zeigen dadurch die Verschiedenheit der Wärmeverhältnisse nach Standorten an.

Es ist begreiflich, daß eine Pflanze in einer Gegend im Freien selbstständig nicht gedeihen kann, in welcher während der Vegetationsperiode die Wärmesumme, die zur Hervorbringung der Samenreife erforderlich ist, nicht erreicht wird. So kommt in England, Schottland und Irland bei den milden Wintern der Lorbeer, die Myrte im Freien fort, ohne jedoch reife Früchte zu bringen, da die Sommerwärme dazu nicht ausreicht. Aber es geschieht auch, daß sehr niedere Temperaturen unter Null Bäume durch Frost töten, wenn auch sonst die Wärmemenge des Sommers zu ihrem Gedeihen genügen würde. Noch mehr als solche extreme Kältegrade schaden Spätfröste, die in die Entwicklungsperiode der Laubblätter fallen. Aus dem Umstande, daß in Palästina seit Jahrtausenden der Weinstock und die Dattelpalme gedeihen und Frucht tragen, schloß Schouw nicht ganz mit Unrecht, daß das Klima dieses Landes in dieser Zeit sich nicht merklich geändert habe. Ein Geringerwerden der Wärme hätte wenigstens die Fruchtreife der Dattelpalme unmöglich gemacht, denn eine solche erfordert nach Theobald Fischer eine Jahrestemperatur von mindestens 21°, wie man sie eben noch im südlichen Palästina und im Ghor findet, weiter nordwärts in Westsyrien aber gewiß auch im Altertume nicht antraf, da dort zwar noch die Dattelpalme (*«Phoenix»*, d. h. der phönizische Baum, von den Griechen genannt) wuchs, jedoch ihre Frucht nicht mehr reifte. Die Weinrebe dagegen reifte und reift allerdings auch noch weiter südlich, z. B. in Ägypten, ihre Trauben. Von Kulturpflanzen bedürfen die Baumwolle 25.5°, die Orangen 23.7°, die Olive 21.8°, der Reis 23.0°, der Wein 18.7°, der Mais 17.7°, unsere Obstbäume 14.0°, der Weizen 14.0°, die Gerste 12.5° *C.* mittlere Sommertemperatur.

Die mächtige Wirkung der Wärme wurde zuerst in der verschiedenen Gestaltung der Vegetation nach den großen horizontalen Zonen

und vertikalen Regionen der Erde von A. v. Humboldt erkannt. Durch Verallgemeinerung dieser Thatsache wurden die Pflanzengrenzen, besonders die Polargrenzen und die oberen Grenzen für rein klimatisch gehalten und es schien zu ihrer Erklärung hinreichend, die mittleren Jahrestemperaturen an denselben zu bestimmen. Die bedeutenden Unterschiede jedoch zwischen kontinentalem und Seeklima bei gleicher mittlerer Jahrestemperatur bestimmten schon A. v. Humboldt auch die Mitteltemperaturen des Sommers und Winters zur Erklärung pflanzengeographischer Thatsachen heranzuziehen. Ist doch das südliche England Ungarn völlig gleich in seiner Mittelwärme des Jahres, aber wie mild sind seine Winter gegen die bitterkalten Ungarns, wie mäßig warm seine Sommer, die niemals das süße Ausreifen der Trauben zulassen, gegen die subtropischheißen im weinreichen Ungarn. Noch genauere Ergebnisse fördern die aus den mittleren Temperaturen während der Entwicklungszeit abgeleiteten Wärmesummen, als Bild der Wärmemenge, welche eine Pflanze zur Erreichung bestimmter Entwicklungsstadien bedarf. Eine nähere Betrachtung der Pflanzengrenzen zeigt indessen, daß diese nur in seltenen Fällen von klimatischen Faktoren und insbesondere von Temperaturhöhen und Wärmemengen allein abhängig sind.

Alfons de Candolle versuchte die Verschiedenartigkeit des Wärmebedürfnisses einzelner Pflanzenarten graduell zu bestimmen und unterschied demgemäß 1. Megathermen, welche an eine Mitteltemperatur von mindestens 20° *C.* gewöhnt sind, wobei er noch xerophile und hygrophile Megathermen unterschied; 2. Mesothermen, Pflanzenarten, die an eine jährliche Mitteltemperatur von 15—20° gewöhnt sind; 3. Mikrothermen, Pflanzen, welche sich mit einer Mitteltemperatur unter 15° begnügen; endlich 4. Hekistothermen, Pflanzen von dem geringsten Wärmebedürfnis.

c) Einfluß der atmosphärischen Feuchtigkeit. Ein dritter klimatischer Hauptfaktor für das Gedeihen der Pflanzen ist die Feuchtigkeit, und zwar kommen hier die in der Atmosphäre enthaltenen Wassergasmengen ebensowohl wie die atmosphärischen Niederschläge in Betracht. Manche zarte Pflanzen von hygroskopischer Beschaffenheit wie die Moose, viele Farne und Schmarotzerpflanzen gedeihen nur in einer von Wassergas stark gesättigten Luft. Noch notwendiger ist ein entsprechendes Maß von Regen oder Thau für die Pflanzenwelt. Es handelt sich hierbei nicht sowohl um ein etwa ombrometrisch gemessenes absolutes Regenquantum als vielmehr um eine entsprechende Verteilung des Niederschlages während der Entwicklungsperiode nach Regentagen. Denn es ist nicht die absolute Menge des Regens, sondern vielmehr dessen passende Verteilung über den Jahreskreislauf für das Gedeihen der Pflanzen maßgebend. Die Regenwahrscheinlichkeit, reichliche Nebelbildung und die Jahreszeit, in welcher ausschließlich oder vorherrschend in einer Gegend Regen eintritt, üben auf die Vegetation den größten Einfluß aus, weil hiermit die größere oder geringere Bodenfeuchtigkeit, folglich auch das

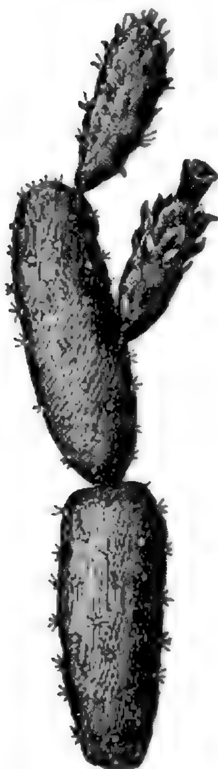
Maß der Dauer in der Ernährung der Pflanzen unmittelbar zusammenhängt.

Der große landschaftliche Gegensatz von Waldland und Steppenland findet hierin seine wesentliche Erklärung. Steppen werden auch durch andere Ursachen bedingt, so durch allzu rasches Austrocknen gewisser, z. B. lößähnlicher, Bodenarten oder durch das baumvernichtende Anzünden ganzer Fluren in der Trockenheit seitens des Menschen, um mit der Pflanzenasche den Boden zu düngen, aber sie finden in zu lange anhaltenden Trockenperioden doch ihre hauptsächliche und allgemeinste Verursachung, geradeso wie Wüsten im fast gänzlichen Fehlen des Niederschlags. Bäume nämlich bedürfen, so lange ihr Laub in Thätigkeit ist, eines stetigen Zustroms der Nahrungsflüssigkeit aus dem Boden, während Gräser dem Steppenklima sich anschmiegen, indem sie die dürren Monate durch ihre unterirdischen Teile überdauern, wenn auch Halm und Blatt verdorrt, alsbald aber frisch ergrünen beim Eintritt der Regen. Die pontische Steppe Südrußlands empfängt mehr Niederschlag als das Waldgebiet Nordost-Sibiriens, leidet aber an weit empfindlicheren Dürreperioden im Sommer als dieses; ebenso breiten sich die baumlosen Pampas durch das von sporadischen Sommergewittern kräftiger benetzte Nordost-Argentinien aus, im trockneren Südwesten dieses Landes dagegen mit jedoch nicht so vielen und so langen Unterbrechungen der Regen durch ganz trockne Tage, ist der Boden mit Sträuchern und lichten Gehölzen bekleidet.

Den Einfluß der atmosphärischen Feuchtigkeit sieht man am auffälligsten an den Flechten und Moosen, die nackte Felsen bewohnen und nur während der Regenperiode vegetieren. Andere Pflanzen sind für lang andauernde Dürre durch absonderliche Organisation eigens angepaßt, so die Fettpflanzen und Dickblattgewächse aus den Familien der Crassulaceen, Kakteen und Euphorbiaceen oder die Zwiebelpflanzen, z. B. zahlreiche Irideen und Liliaceen. Wieder andere Gewächse der Trockenklimate schützen sich durch Harzabsonderung oder durch Ausströmenlassen von duftigen Gasen aus Drüsen mit ätherischem Öl vor dem Verschmachten in der Dürre. Am häufigsten beobachtet man im Steppen- und Wüstenraum die Verkleinerung der Blattfläche im begreiflichen Gegensatz zu ihrer mächtigen Vergrößerung im feuchten Tropenklima; ja einige Holzgewächse, wie der besenartige Saxaul im wüstentrocknen Innerasien, ziehen die Blätter zu dicht den Zweigen anliegenden Schuppen zusammen, erscheinen also wie völlig blattlos. Ein merkwürdiges Beispiel einer nur zweiblättrigen Holzpflanze, deren dicker Stamm sich gleichsam in die Erde verkriecht, um sich vor der Dürre zu schützen, ist die südwestafrikanische *Welwitschia mirabilis*, von der später noch die Rede sein wird. Die Wasserfülle, die von Tropenregen über die Blätter der Waldbäume ausgegossen wird, verursacht nach einer ganz anderen Richtung eine gestaltliche Schutzeinrichtung, die man erst neuerlich zu studieren angefangen hat. Es ist die eigentümliche Bildung der sogenannten Träufelspitze; sie zeigt sich am auffallendsten am Blatt der ostindischen Ban-

jane *(Ficus religiosa)*, welches ungefähr die Gestalt eines großen Pappelblattes hat, aber an seiner Spitze in ein schwanzartiges Anhängsel von 6—7 *cm* ausläuft. Diese Träufelspitze beschleunigt den Ablauf des Regenwassers von der Blattfläche, sorgt also dafür, daß der von letzterer geübte Atmungsvorgang nicht zu lange Unterbrechung erfährt und rascheres Abtrocknen es nicht so leicht zu der lästigen Ansiedlung epiphytischer Algen und Moose kommen läßt. Unerwarteter Weise hat man jüngst gerade bei tropischen Strandpflanzen, besonders bei den Mangroven, Vorrichtungen gegen stärkere Verdunstung von den Blattflächen aus, namentlich durch lederartige Verdickung der Oberhaut (gleichwie im trocknen Mittelmeerklima) beobachtet. Der scheinbare Widersinn erklärt sich jedoch einfach dadurch, daß, wie Schimper gezeigt hat, beträchtliche Kochsalzanhäufung im Blattgewebe solcher Strandgewächse deren Ernährungsenergie herabsetzt, folglich durch verminderte Abdunstung die allzu große Aufnahme salzigen Wassers seitens der Wurzeln hintertrieben werden muß.

Fig. 13.



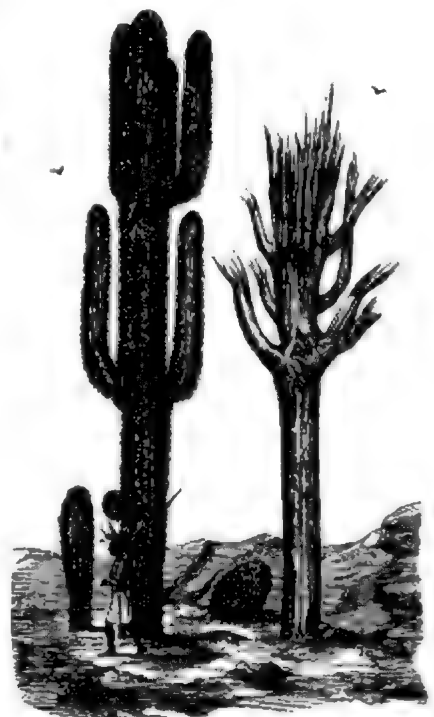
Der Nopalkaktus *(Opuntia coccinellifera)*.

Fig. 14.



Melonenkaktus *(Melocactus communis)*.

Fig. 15.



Riesenkaktus *(Cereus giganteus)*. Zu beiden Seiten junge Pflanzen, rechts ein abgestorbener Stamm.

Einfluß des Klimas auf die Tierwelt. Im allgemeinen ist die Tierwelt weit unabhängiger von den klimatischen Einflüssen als die Pflanzenwelt. Nichtsdestoweniger läßt sich auch hier ein bestimmtes Bedürfnis nach Wärme nachweisen, während andere, den Pflanzen so wichtige klimatische Faktoren, wie Licht und Feuchtigkeit, hier mehr in den Hintergrund treten.

a) Einfluß der Wärme. Da die allermeisten Tiere sich durch Eier vermehren, so ist schon das Ausbrüten derselben von einem

bestimmten Temperaturgrade und von einer bestimmten Wärmemenge abhängig, die nur in der Klasse der Vögel durch die eigene Körperwärme, sonst aber durch die Sonnenwärme geliefert wird. Ebenso ist es gewiß, daß das Erreichen gewisser Entwicklungsstadien, wie z. B. der Metamorphosenzustände der Insekten, ebenfalls von Wärmeverhältnissen abhängig ist. Endlich ist die große Verschiedenheit der Tierwelt in den verschiedenen Zonen und Regionen der auffallendste Beweis für den mächtigen Einfluß der Wärme auf das Tierleben, obgleich dieses nicht von der Wärme allein und noch weniger gleichartig beeinflußt wird. Die Zahl der Tierarten nimmt gegen die Pole rasch ab und nur wenige Arten, freilich oft in großer Individuenzahl, bevölkern die äußersten Polargegenden. Es ist jedoch bei den Tieren ungleich schwieriger als bei den Pflanzen, das Wärmebedürfnis jeder einzelnen Art nach Temperaturgraden und Wärmemengen genau zu bestimmen. Teils sind die Entwicklungsphasen hier noch mehr ineinander verschwommen, teils tritt die bedeutende Eigenwärme, die der Tierkörper erzeugt, störend in die Berechnung dessen ein, was auf den Einfluß der Wärmeverhältnisse der Außenwelt zurückzuführen ist. Andererseits wirken Temperaturextreme, namentlich hohe Kältegrade, entschieden nachteiliger auf das Tier- als auf das Pflanzenleben. So hat der strenge Winter 1854—1855 in England vier Fünftel der Vogelwelt daselbst getötet.

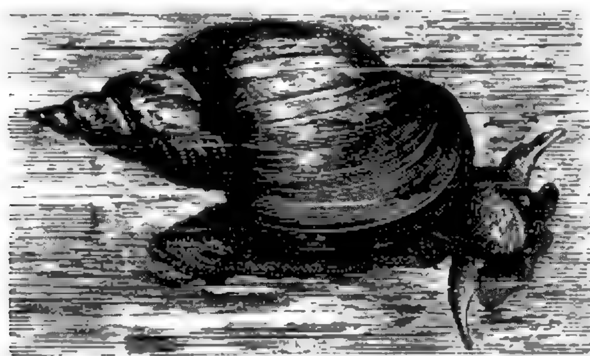
Sinkt die Temperatur im Winter unter bestimmte Grenzen herab, so verläßt ein Teil der frei beweglichen Tiere die Gegend, um wärmere Erdstriche aufzusuchen. Die Tiere hoher Gebirge steigen herab, die Tiere der höheren Breiten ziehen sich gegen den Äquator. Die regelmäßigen Wanderungen der Tiere zu bestimmten Jahreszeiten erfolgen in der Regel jedoch nicht nur aus Wärmebedürfnissen, sondern ebenso sehr aus Mangel an Nahrung. Tiere aber, die bei hinreichender Empfindlichkeit gegen niedere Temperaturen das Land nicht verlassen können, vergraben oder verkriechen sich, oder suchen sich sonst vor Kälte zu schützen und verfallen in einen Winterschlaf. Unter den warmblütigen Tieren sind nur manche Säugetiere Winterschläfer, deren Temperatur hierbei bis nahe auf den Eispunkt sinkt. Um so zahlreicher sind sie bei den Reptilien, Fischen, Insekten, Schnecken u. s. f.

Wichtiger als absolute oder mittlere Temperaturen sind für das Tierleben die Schwankungen derselben um ein für jede Tierart bestimmtes Optimum. Während manche Tiere starke Schwankungen vertragen, sind andere auf sehr enge Grenzen in dieser Hinsicht beschränkt. Man kann erstere nach Moebius als eurytherme, letztere als stenotherme Tiere bezeichnen. Bei beiden ist wieder die Wirkung sinkender, steigender oder gleichmäßiger Temperatur verschieden.

Wie die Lebensthätigkeit in den Zellen durch Temperaturerniedrigung beeinflußt wird, kann man am besten an einzelligen Infusorien und an den rhythmischen Pulsationen ihrer kontraktilen Vakuolen beobachten, die schon so wie die Bewegungen der Wimpern und Geißeln bei 2—3°

über Null aufhören. Es tritt eine Kältestarre ein, bei noch größerer Erniedrigung der Temperatur der Tod. Die Teichhornschnecke (*Limnaeus stagnalis*, Fig. 16) beginnt erst bei 12° zu wachsen, gedeiht am besten bei 25°, wird aber selbst durch starke Kälte nicht getötet, ist also weit widerstandsfähiger als die Infusorien. Auf den Philippinen werden Schlangen schon bei 16—18° über Null steif und starr. Bei den Winterschläfern sinkt die Bluttemperatur tief unter die normale Temperatur herab, so beim Ziesel bis 2°. Frösche und Kröten können das Einfrieren bis zur völligen Starre und Zerbrechlichkeit wohl als ausgebildete Tiere ertragen, nicht aber im Eizustande. Hingegen überwintern die Eier vieler Insekten, Krebse und niederen Tiere ohne Gefahr und trotzen äußersten Kältegraden, eine merkwürdige, nicht gehörig aufgeklärte Erscheinung. Ebenso ist die Winterfärbung mancher Tiere schwer zu erklären. Das Weißwerden brauner Pelze, das Vorherrschen weißer Pelztiere und Vögel in den Polargegenden und auf hohen Bergen ist wahrscheinlich nicht auf den Einfluß der Winterkälte, sondern vielmehr auf die schon lange vorher eingetretene Erniedrigung der Temperatur im Herbste zurückzuführen, wie es gelungen ist, durch Züchtung der Sommerbrut von Schmetterlingen bei künstlich erniedrigter Temperatur schon im Sommer anders gefärbte Winterbruten zu erziehen. Zweifellos hat in winterlich schneebedeckten Ländern die natürliche Zuchtwahl stets dazu beigetragen, solche vorteilhafte Farbenänderungen im Winter zu verbreiten und zu erhalten.

Fig. 16.



Schlammschnecke (*Limnaeus stagnalis*).

Während ein weiteres Sinken der Temperatur für ein völlig erstarrtes Tier gleichgiltig ist, da sein Leben schon bei der Erstarrung entweder zerstört oder latent gemacht wurde, so ist das Steigen der Temperatur über den Gefrierpunkt der Säfte von bedeutendem Einfluß auf die Lebensfähigkeit des Tieres. Das Leben mancher Tiere auf Schnee und Eis, das Erwachen anderer aus dem Winterschlaf ist von Erhebungen der Temperatur über bestimmte Grade abhängig. Doch gilt dies nur bis zu einer bestimmten über das Optimum hinausgehenden Erhöhung. So tritt bei den Infusorien schon bei 42—45° *C.* eine Wärmestarre und mit ihr der Tod ein. Da aber jedes Tier auf eine andere Weise durch die Temperaturerhöhung beeinflußt wird, so kann das Klima eines Ortes nicht als einziger Erklärungsgrund für das Verkommen aller an diesem Orte vergesellschaftet lebenden Tiere angenommen werden, und die Einteilung der Tiere in tropische, subtropische, gemäßigte u. dgl. entbehrt jeder Grundlage, wenn man damit nicht bloß die thatsächliche Raumverteilung meint,

sondern eine thermische Deutung derselben. So giebt es Tiere der Nordsee, die, einer Besonnung von 30° ausgesetzt, sterben, während der Kiemenfuß in den Wasserstümpeln eben bei dieser Temperatur am fröhlichsten gedeiht. Da tierisches Protoplasma bei 40—50° *C.* gerinnt, so ist das dauernde Vorkommen lebender Tiere in heißen Quellen über jene Temperatur hinaus sehr merkwürdig, wie das Vorkommen von Taumelkäfern *(Gyrinus)* und Fischen in Gewässern von 70—80° *C.* Analog dem durch Kälte hervorgebrachten Winterschlaf und der Winterstarre, giebt es in den heißen Ländern eine Art von Winterschlaf, der aber meist durch zu große Trockenheit hervorgebracht wird. Von der steigenden Wärme hängt auch die Geschlechtsreife und die Eierproduktion vieler Tiere ab, ebenso die Entwicklung der Eier und gewisser Ruhezustände, wie der Puppen vieler Insekten. So erzeugen bekanntlich Blattläuse während des Sommers parthenogenetisch viele Generationen von ungeflügelten Weibchen, bis beim Eintritt der niederen Temperatur im Herbst endlich eine Generation geflügelter Männchen und Weibchen erscheint, welche letztere überwinternde Dauereier legen. Wie schon Réaumur gezeigt hat, lassen sich bei der gleichmäßigen Wärme gut geheizter Zimmer während 3—4 Jahren ununterbrochen über 50 Generationen ungeflügelter Sommeraphiden, von einem einzigen Weibchen abstammend, künstlich hervorbringen, ohne daß es zu einer Generation mit geflügelten Männchen und Weibchen kommt.

Fig. 17.



Doppeltier *(Diplozoon piradoxum)*, sehr stark vergrößert.

Umgekehrt teilt Zeller mit, daß manche in den Kiemen der Fische lebenden Eingeweidewürmer (wie *Diplozoon paradoxum*, Fig. 17, und *Polystomum integerrimum*) nur im Sommer echte Eier erzeugen, welche befruchtet werden müssen, um sich zu entwickeln, eine Lebensthätigkeit, die im Winter aufhört, aber bei den Eingeweidewürmern von Fischen, welche in geheizten Zimmern in Aquarien sich befinden, auch während des Winters ununterbrochen vor sich geht.

Der Einfluß beständiger und wechselnder Temperaturen ist im allgemeinen bestimmender als die absolute Höhe der Temperatur selbst. Bei starkem Temperaturwechsel haben nur besonders kräftige Individuen Aussicht, denselben zu überdauern. Bei gleichmäßiger, wenngleich niedriger Temperatur gedeihen selbst Schwächlinge besser. So werden manche Mollusken an der grönländischen Küste groß und dickschalig, die in der Ostsee klein und dünnschalig bleiben. Charles Buxton erzielte bei seiner Züchtung von Papageien und Kakadus erst dann die besten Erfolge, als er sie nicht in geheizten Treibhäusern mit starken Temperatur-

schwankungen, sondern in dem viel gleichmäßigern Winter Englands im Freien leben und brüten ließ, wobei sie eine Kälte von 7° und zeitweiligen Schneefall ganz gut ertrugen. Die Periodizität im Tierleben in unserem Klima (das Wandern, der Winterschlaf, die Entwicklungszustände vieler Tiere) erklärt sich nur durch den starken Temperaturwechsel und fällt gänzlich fort in gleichmäßigen, vor allem in tropischen Klimaten (außer wo schroffer Wechsel von Regen- und Trockenzeit wieder die Periodizität bedingt), desgleichen in größeren Meerestiefen mit ihrer stets sich gleichbleibenden Kälte. Hierbei kann es vorkommen, dass dieselben Tiere, z. B. Holothurien, Kieselschwämme u. dgl. in nördlichen Meeren in größeren Tiefen angetroffen werden, als in den südlicheren und wärmeren, weil hier die Schichten gleichmäßiger Temperatur schon in geringeren Tiefen, in den nordischen Meeren hingegen erst in größeren Tiefen vorkommen. Bei der großen Anpassungsfähigkeit der Tiere an verschiedene Temperaturen und bei der großen Verschiedenheit des Wärmebedürfnisses der Tierarten, selbst einer und derselben Gattung, ist ein Rückschluß von dem Vorkommen eines Tieres auf das Klima sehr gewagt und daher in der Paläontologie nur mit Vorsicht anzuwenden. Wie sehr ähneln der afrikanische und indische Elefant dem Mamut, und dennoch lebte dieses

Fig. 18.



Grotten-Olm (*Proteus anguineus*).

nur im Norden der Ost- und Westfeste (von Sibirien bis zu den Alpen und Pyrenäen, vom hohen Norden Amerikas bis in die mittleren Vereinigten Staaten), mit Kiefernnadeln als Kost fürliebnehmend.

b) Einfluß des Lichtes. Derselbe äußerst sich in den Lebensthätigkeiten der Tiere, im Bau der Augen und in der Färbung der Haut.

Die Tiere reagieren nicht gleichmäßig gegen Wechsel des Lichtes und der Dunkelheit. Man unterscheidet bekanntlich in dieser Beziehung Tag- und Nachttiere, so bei den Säugetieren und Vögeln, bei Schmetterlingen und anderen Insekten. Wichtiger ist das Vorkommen von blinden oder halbblinden Tieren an absolut dunkeln Orten, wie in tiefen Höhlen, Grotten, im Innern der Organe größerer Tiere, in den großen Tiefen der Gewässer. Es giebt blinde Krebstiere, Insekten, Schnecken, Fische, Amphibien und Säugetiere. Die rudimentären Augen des *Proteus* (Fig. 18) der Krainer Höhlen, die äußerst klein und einfach gebauten Augen des Maulwurfs zeigen deutlich, dass wir es hier mit Organen zu thun haben, welche durch langen Nichtgebrauch allmählich degeneriert sind

und endlich verschwinden, wie beim Blindmoll (Fig. 19). Eine verhältnismäßig rasche derartige Degenerierung tritt z. B. bei gewissen Krabben (wie bei den Muschelwächtern, *Pinnotheriden*) ein, welche ihre ursprünglichen, wohl entwickelten Augen nach und nach verlieren und blind oder halbblind werden, sobald sie ihre spätere parasitische Lebensweise im Innern der Muscheln zu führen beginnen. Schwieriger ist der Umstand zu erklären, dass es in Höhlen und noch viel häufiger in der Tiefsee nebst den blinden oder halbblinden Tieren auch solche giebt, die gut ausgebildete Augen besitzen. Hier scheinen daher mancherlei Ursachen zusammenzuwirken, deren Zusammenhang nicht völlig aufgeklärt ist. So hat man zur Erklärung der Augen mancher Tiere der großen Meerestiefen darauf hingewiesen, dass daselbst viele phosphoreszierende Tierformen vorkommen, die das Dunkel dieser Tiefen einigermaßen erhellen und so das Vorkommen einzelner sehender Tiere erklären.

Am auffälligsten äußert sich der Lichteinfluß in seiner chromatischen Funktion auf das Pigment der Haut. Viele Bewohner der Meerestiefen, fast alle Höhlentiere und Entoparasiten, z. B. Eingeweidewürmer wie der Bandwurm, sind bleich. Doch giebt es auch Tiefseetiere mit auffallend glänzenden Farben; man kennt u. a. große Garnelenkrebse der Gattung *Aristeus* aus Tiefen bis zu 3000 *m* im lebhaftesten Karminrot, was vielleicht eine Schutzfärbung bedeutet, da Rot und Grün Komplementärfarben sind, mithin rotfarbige Tiere im grünlichen Lichte der Tiefsee farblos aussehen und dadurch ihren Bedrängern besser entgehen.

Fig. 19.



Blindmoll (*Spalax Typhlus*).

Abhängigkeit der Tiere von der Nahrung. Weit mehr als von klimatischen Einflüssen ist die Tierwelt von der Nahrung abhängig. Im Gegensatze zu den Pflanzen nehmen Tiere nur organische Nahrung zu sich. Ihr Leben ist daher von der Existenz der Pflanzen oder anderer zumeist pflanzenfressender Tiere bedingt.

Die Pflanzendecke der Erde liefert zunächst den großen Pflanzenfressern, die sich von Gras, Laub, Früchten und Wurzeln nähren, ihre tägliche Nahrung. Aber noch größer ist der Bedarf an vegetabilischer Kost für das zahllose Heer der Insekten und Landschnecken. Die meisten Insekten sind überdies häufig an ganz bestimmte Pflanzen und an gewisse Pflanzenteile gebunden. So leben an unseren Eichen und nur auf ihnen über 200 Insektenarten, an der Nessel ebenfalls an die 40 Arten. Pflanzen- und Insektenwelt eines Landes stehen daher in innigster Wechselwirkung.

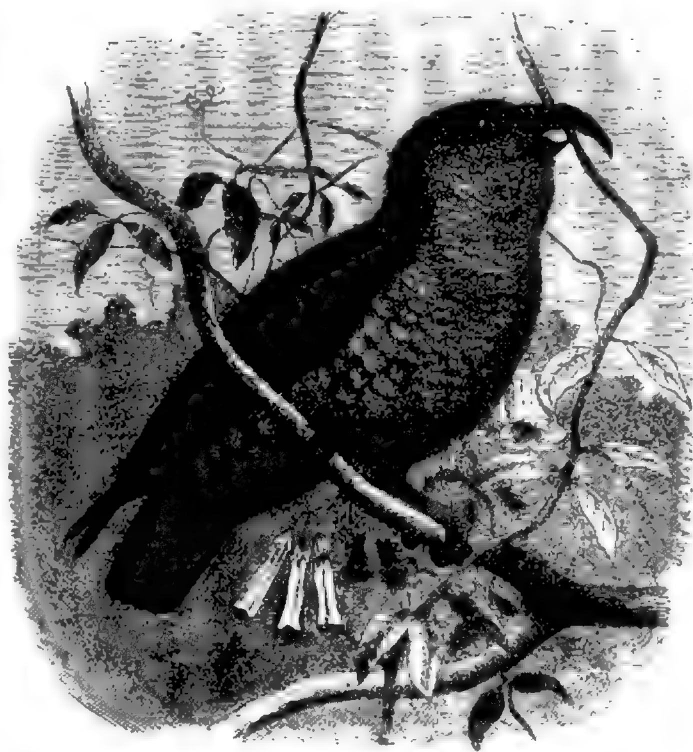
Die pflanzenfressenden Tiere sind wieder die Beute der Fleischfresser, wie es unter den Bewohnern des Festlandes die Regel ist. Das Vorkommen der Fleischfresser des Festlandes setzt daher die Existenz pflanzenfressender Tiere in genügender Zahl voraus. Wird das Verhältnis zwischen Pflanzen und pflanzenfressenden Tieren sowie das der letzteren zu den Fleischfressern auffallend gestört, so sind die ihrer Nahrung beraubten Tiere der größten Lebensgefahr ausgesetzt und gehen massenhaft zu Grunde, wenn sie sich nicht durch Auswanderung zu retten vermögen. Hierdurch erklären sich die Wanderzüge der Tiere, die nicht durch Ungunst des Klimas veranlaßt werden, wie z. B. Heuschreckenzüge, die Wanderungen der Lemminge, der Kamtschatkaratte und anderer Nager, der Bisonherden, der Antilopen, des grönländischen Walfisches u. a. Wenn nun solchen Zügen häufig wieder ganze Scharen von Raubtieren folgen, so ist dies eine weitere Folge des Abhängigkeitsverhältnisses der Tierwelt von ihrer Nahrung. Weitaus am abhängigsten sind in dieser Beziehung die zahlreichen äußern und innern Parasiten auf Pflanzen und andern Tieren, deren Leben von der Existenz ihres Wirtes abhängt.

Nach der Art der Nahrung unterscheidet man monophage, polyphage und omnivore Tiere, je nachdem sie nur eine ganz bestimmte Nahrung zu sich nehmen oder vielerlei oder alles fressen. Es giebt kaum einen Bestandteil einer Pflanze oder eines Tieres, mag er nun lebend, tot oder gar schon verfault sein, der nicht gewissen Tieren zur ausschließlichen oder teilweisen Nahrung dient. Selbst unorganische Stoffe werden bisweilen vorwiegend aufgenommen; so verschlingt der Regenwurm Ackererde, fast alle Holothurien und manche Seeigel verschlucken Sand oder Schlamm, obgleich diese Tiere nicht hiervon, sondern nur von den organischen Beimengungen sich nähren können. Reizmittel mannigfacher Art, wie insbesondere das Salz, scheinen manchen Tieren nicht minder notwendig zu sein als dem Menschen. Zu den monophagen Tieren gehören die ausgesprochenen Pflanzen- und Fleischfresser, welche letzteren an Zahl der Arten und Individuen den ersteren begreiflicherweise bedeutend nachstehen. Die Existenz der Tiere an absolut pflanzenleeren Orten, wie in den großen Tiefen der Gebirgsseeen und der Meere erklärt sich wohl durch allmähliches Sinken organischer unverwester Stoffe in die Tiefe. Merkwürdig ist die Anpassung einzelner Tiere an ganz bestimmte Nahrungsmittel. So giebt es Schlangen, wie die *Dasypeltis*-Arten, die nur Eier und zwar unzerbrochen verschlucken und dieselben erst im Magen durch echte Zähne öffnen. Andererseits sind merkwürdige Änderungen in der Nahrung mancher Tiere bekannt geworden. Es giebt zahlreiche Beispiele von karnivoren Arten und Individuen unter echten Pflanzenfressern sowie umgekehrt von pflanzenfressenden Arten und Individuen unter den Fleischfressern. So wurde der Nestor-Papagei (Fig. 20) auf Neuseeland seit Einführung der Schafzucht, also erst seit wenigen Jahrzehnten, aus einem vom Safte der Blumen und Pflanzen sich nährenden Tier ein blut-

saugendes, welches den Schafen ernstlich gefährlich wird und den Tod derselben herbeiführt. Semper beobachtete im zoologischen Institut zu Würzburg ein Pärchen nordamerikanischer Präriehunde, von welchen das Männchen entschiedene Vorliebe für reine Fleischkost zeigte, während das Weibchen nur Pflanzennahrung zu sich nahm. In Norwegen werden die Kühe in den Küstenorten mit Heringen gefüttert, Renntiere machen förmlich Jagd auf Lemminge und in Chile wurden Pferde beobachtet, die junge Tauben und Hühner verzehrten.

Außer der Qualität ist noch die Quantität der Nahrung von entschiedenem Einfluß auf die Entwicklung der Tiere und man kann deutlich bemerken, dass es ein gewisses Optimum der Nahrungsstoffe giebt, bei dem jedes Individuum am besten gedeiht. In erster Linie wird durch die Quantität der Nahrung die Größe der Tiere beeinflußt. Sonst ist noch der Einfluß der Nahrung auf die Färbung des Tieres sehr auffällig. Ein brasilianischer grüner Papagei *(Chrysotis festiva)* wird von den Indianern mit dem Fette gewisser Welse gefüttert und verwandelt das Grün seiner Federn hierdurch in Gelb und Rot. Der Gimpel soll durch ausschließliche Hanfnahrung schwarz, der Kanarienvogel durch spanischen Pfeffer (Paprika) blendend gelbrot werden. Schmetterlinge, wie z. B. der Bärenspinner, verändern die Farbe je nach der Nahrung, die man den Raupen reicht. Eine fleischfressende Seemöve *(Larus tridactylus)* wurde ein ganzes Jahr lang mit Körnern gefüttert und dadurch der weiche Magen dieses Vogels in einen harten Körnermagen, wie ihn die Tauben haben, umgewandelt.

Fig. 20.



Nestor-Papagei *(Nestor notabilis)*.

Einflüsse der Luft und des Wassers auf die Existenz der Tiere.

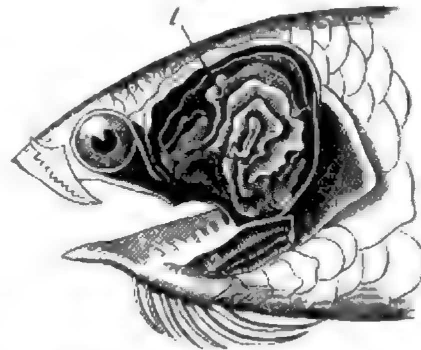
a) Einfluß der Luft. Als allgemeines Atemmittel hat die Luft für das Tierleben eine außerordentliche Bedeutung. Man unterscheidet nach dem Medium, in welchem die Tiere atmen, luftatmende und wasser-

atmende (d. h. die im Wasser gelöst enthaltene Luft atmende) Tiere. Dieser verschiedenen Atmungsweise entsprechend sind die mannigfach gebauten Atmungsorgane dem jeweiligen Luftbedürfnis des Tieres angepaßt und haben in Form von äußeren und inneren Kiemen, von vielfach verzweigten Tracheen und schwammigen Lungen stets die Aufgabe, dem Blute möglichst viel Sauerstoff zuzuführen. Daher ist auch die Anwesenheit von Kohlensäure und anderen irrespirablen Gasen den meisten Tieren in hohem Grade schädlich und nur wenigen Arten ist es gegeben, selbst in Moderluft auszuharren. Andererseits ist der Grad der Feuchtigkeit der Luft von hoher Bedeutung für das Tierleben. So bedürfen die Landschnecken bedeutender Luftfeuchtigkeit, um fressen, verdauen und wachsen zu können. Sie schützen sich durch Anpressen an Steine und Bäume, durch Verstecken in der Erde, durch Eindeckeln vor dem Vertrocknen. Andere Tiere, so namentlich die Insekten, überdauern die trockne Jahreszeit im Eistadium. Sehr große Feuchtigkeit ermöglicht echten Wassertieren den Aufenthalt auf dem Lande, wie den indischen Landblutegeln, die manche feuchte Wälder ganz unzugänglich machen, oder den Landplanarien und auf dem Lande lebenden Krebsen. In vielen Fällen ist die Organisation des Landtieres mit der eines im Wasser lebenden und atmenden völlig übereinstimmend, in anderen hingegen findet eine allmähliche Gewöhnung und organische Anpassung der Wasseratmer an die Luftatmung statt. So giebt es manche Fische, die am Meeresufer herumhüpfen oder selbst auf Bäumen herumklettern, deren Kiemen dabei teilweise in luftatmende Organe umgewandelt sind, wie bei anderen Fischen die Schwimmblase. Das Gleiche beobachtet man bei manchen Schnecken und Krabben, die gleichzeitig Kiemen und Lungen besitzen und daher eine amphibische Lebensweise führen können. Ja ein und dasselbe Organ kann abwechselnd der Luft- und der Wasseratmung dienen. So leben im Genfer See die Teichhornschnecken (Limnaeen) zeitlebens am Grunde des Sees, wobei ihre Lungenhöhle mit Wasser sich füllt, als Kieme verwendet wird und zugleich eine Hautatmung eintritt, während dieselben Schnecken in seichtem Wasser zeitweilig an die Oberfläche kommen und Luft schöpfen.

Diese biologischen Beobachtungen beweisen, daß Tiere auf sehr verschiedene Weise ihr Bedürfnis nach Luft befriedigen können, ohne daß eine Formveränderung in den Atmungsorganen eintreten muß. Fische ersticken an der Luft nur dadurch, daß die Kiemenblättchen zusammenkleben und so die atmende Oberfläche sehr bedeutend verringert wird. Sie ersticken aber auch sehr leicht im Wasser, wenn die aus dem Wasser aufgesogene Luftmenge ihnen zur Atmung nicht genügt und man sie verhindert, das Luftbedürfnis dadurch zu befriedigen, daß sie an der Wasseroberfläche Luft schnappen. Die Labyrinthfische, zu denen der ostindische Kletterbarsch (*Anabas scandens*, Fig. 21) gehört, sowie andere luft- und wasseratmende Fische verdienen ebenso als Amphibien bezeichnet zu werden, wie Frösche und Kröten, da sie ohne jegliche Änderung der Organisation auf dem Lande und im Wasser leben können. Wie

ungleich übrigens das Luftbedürfnis der Tiere ist, ersieht man daraus, daß eine halb auf dem Lande lebende und zum Teil Luft atmende Meerkrabbe *(Ocypoda)* in Seewasser ertrinkt (erstickt), während einer anderen Krabbe *(Lupea diacantha)*, wenn sie durch unfreiwilligen Aufenthalt an der Luft schon fast getötet ist, der Sauerstoffgehalt des Seewassers genügt, sich vollständig zu erholen.

Fig. 21.



Kopf vom Kletterbarsch *(Anabas scandens.)* *l* Labyrinth, in welchem das durch die Kiemen aufgenommene Wasser sich lange hält und so dem Fisch den Aufenthalt auf dem Land ermöglicht.

Bei anderen Tieren mit amphibischer Lebensweise tritt in den ersten Lebensstadien ausschließlich oder vorwiegend die Wasseratmung auf und erst später entwickelt sich mit einer mehr oder minder durchgreifenden Änderung der Organisation (Metamorphose), welche sich auch auf die Atmungsorgane erstreckt, die Luftatmung, wie bei den Lurchen und sehr vielen Insekten.

b) Einfluß der Wassers. Zunächst kommt hier die chemische Beschaffenheit des Wassers in Betracht, nach welcher sich dasselbe in süßes und salziges Wasser scheidet; letzteres beherbergt einen weit größeren Reichtum an Tierformen als das Süßwasser, doch ist die ganze Klasse der Amphibien ausschließlich an dieses gebunden, weil alle Amphibien, wie jeder von den Fröschen weiß, ihre erste Lebensperiode im Süßwasser verbringen und ebendahin zurückkehren, um ihre Eier abzulegen, die im Salzwasser rasch absterben. Es giebt nun Süßwassertiere, die zeitweilig oder ständig im Meere leben können, wie Stichlinge, Lachse, Aale und Störe, manche Käfer, die Süßwasserspinne *(Argyroneta aquatica*, Fig. 22) u. a. Umgekehrt leben manche echte Meerestiere gelegentlich auch in süßem Wasser. Hierher gehören die südamerikanischen Manati (oder Lamantine), die Seeschlange *(Platurus vulcanicus)* und ein Sägehai in

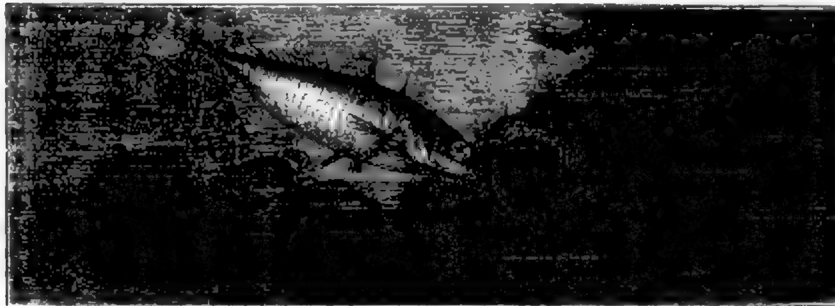
Fig. 22.



Wasserspinne *(Argyroneta aquatica)*. Ein Exemplar (oben) nur wenig in das Wasser eintauchend mit kleiner Luftblase; ein zweites (unten rechts) unter dem Wasser mit größerer Luftblase; ein drittes (unten links) an dem Nest, Luft zuführend.

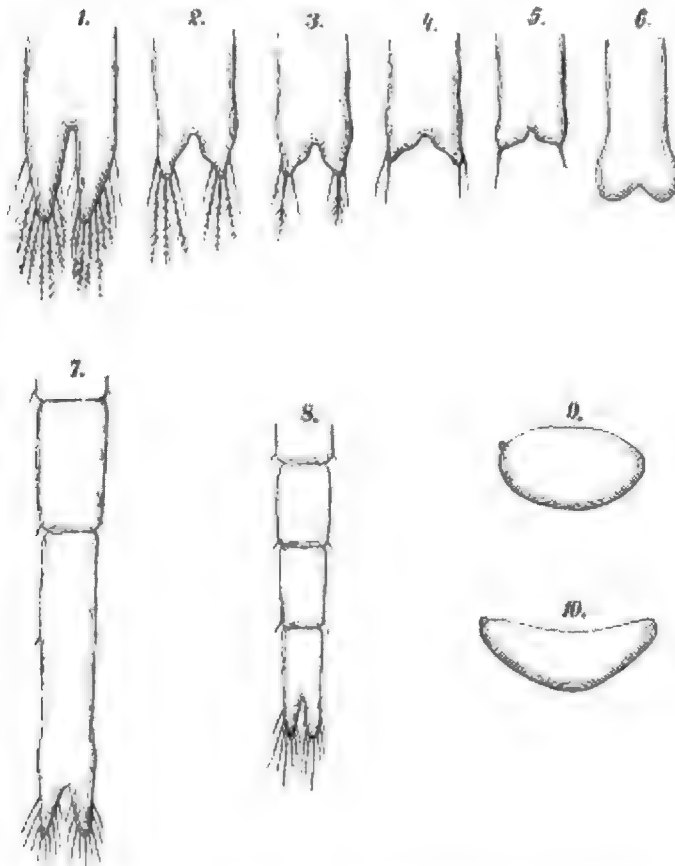
einem Süßwassersee auf Luzon, die Seefische in dem Süßwassersee bei Padua u. a. m. Und doch ist der Salzgehalt des Wassers für viele Wassertiere eine unüberwindliche Schranke des Vorkommens. Frösche sterben schon im Wasser, in das man sie bis auf Mund und Nase eintaucht, wenn dasselbe auch nur 1½ Prozent Salz gelöst enthält; der Stichling (Fig. 23) verträgt 2—2½ Prozent, die wandernden Fische (Lachse, Aale) bis zu 3½ und 4 Prozent Salzgehalt. Versuche zeigen, dass plötzliches Versetzen von Meerestieren in Süßwasser oder umgekehrt von Süßwassertieren in Meereswasser meist tötlich wirkt, daß hingegen sehr viele Wassertiere sich allmählich an das süße oder salzige Wasser zu gewöhnen vermögen. Diese Gewöhnung ist nun bisweilen mit wesentlichen Formveränderungen verbunden. Ein merkwürdiges Beispiel giebt die von Schmankewitsch durchgeführte Umwandlung eines kleinen Krebstieres, der *Artemia salina* (Fig. 24), in eine schon früher unter dem Namen *Artemia Milhausenii* bekannte Form. Erstere lebt in schwä-

Fig. 23.



Seestichling (*Gasterosteus spinochia*) mit Nest. (Nach Brehm.)

Fig. 24.



Umwandlung von *Artemia salina* in *Artemia Milhausenii*. 1. Schwanzlappen von *A. salina*, übergehend durch Züchtung in Schwanzlappen von *A. Milhausenii*: 2—6. 7. Postabdomen von *A. salina*. 8. Postabdomen einer durch Züchtung in schwach salzigem Wasser erzeugten Form. 9. Kieme von *A. Milhausenii*. 10. Kieme von *A. salina*. Nach Schmankewitsch und Semper.

cher gesalzenem Wasser, durch allmähliche Steigerung des Salzgehaltes verwandelte sich die *Artemia salina* nach mehreren Generationen in die *A. Milhausenii*, welche sich von ersterer besonders durch den Mangel von Borsten am Schwanzlappen unterscheidet. Der Versuch wurde auch umgekehrt gemacht und überdies durch Beobachtungen an natürlichen Standorten bestätigt. Ja weiter fortgesetzte Versuche erzielten sogar die Umwandlung der *Artemia salina* in die reine Süßwasserform der verwandten Gattung *Branchipus*. Veränderungen im Salzgehalt des Wassers wirken daher in diesem Falle nicht nur auswählend, sondern in auffallender Weise umformend, eine höchst wichtige Thatsache für die Wirksamkeit von Veränderungen in den Existenzbedingungen.

Eine bekannte Thatsache, daß Fische in kleinen Gewässern nicht die volle Größe erreichen wie in großen, und daß Tiere in Aquarien in der Regel auch gegen die im Freien gefangenen an Größe zurückbleiben, bestimmte K. Semper, den Einfluß des Wasservolumens experimentell näher zu untersuchen. Genau angestellte Versuche mit der gewöhnlichen Teichhornschnecke (*Limnaeus stagnalis*) führten zu der überraschenden Thatsache, daß das Wasservolumen für sich allein, abgesehen von Nahrung, Wärme, Luft und Salzen, einen bedeutenden Einfluß auf Wachstum und Größe der Schnecke ausübe (Fig. 25).

Fig. 25.



Vier gleich alte, demselben Eierhaufen entstammende Schalen von *Limnaeus stagnalis*, in verschieden großen Wassermengen erzogen: *a* in 100, *b* in 250, *c* in 600 und *d* in 2000 Kubikcentimeter Wasser.
Nach K. Semper.

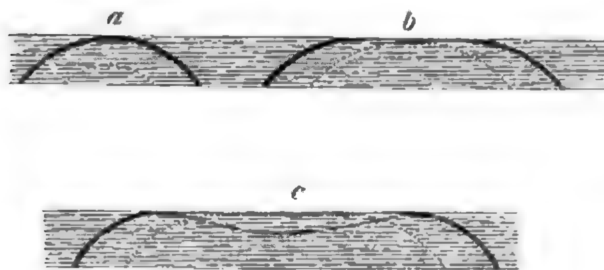
Ebenso ist der Luftgehalt des Wassers von größtem Einfluß auf den Atmungsprozeß der im Wasser lebenden Tiere, mögen sie durch die äußere Haut, durch den Darmkanal oder durch eigene äußere oder innere Kiemen atmen. Genügt der Luftgehalt des Wassers nicht, so kommen solche Tiere oft an die Oberfläche des Wassers, um Luft zu schlucken, wie es von Fischen und Krebsen bekannt ist. Umgekehrt können selbst luftatmende Tiere, wie Frösche, unter Wasser getaucht, bleibend am Leben erhalten werden, wenn man für Futter und frisches Wasser sorgt, weil dann eine Hautatmung eintritt, die dem Luftbedürfnis des Tieres genügt.

Man hat früher Infusorien und Rädertierchen die Fähigkeit zugeschrieben, bei völliger Austrocknung selbst nach Jahren durch Befeuchtung wieder zum Leben zu erwachen. Nach neueren Beobachtungen haben aber nicht die vollständig ausgewachsenen Tiere, sondern nur deren Keime und Eier diese wunderbare Eigenschaft. Doch können afrikanische Süßwasserfische, südamerikanische Riesenschlangen monatelang in ausgetrocknetem Zustande lebend eingeschlossen bleiben. Ja die Eier mancher kleiner Krebse, wie *Apus* und *Daphnia*, entwickeln sich, wie es scheint, erst dann, wenn sie lange im Schlamm eingetrocknet waren.

Aus diesen Thatsachen geht hervor, daß mit jeder Änderung der Beschaffenheit des Wassers die in ihm lebenden Tiere auf verschiedene Weise affiziert werden. Die einen ertragen den Wechsel unverändert, andere gehen zu Grunde und wieder andere verändern mit dem Medium ihre Lebesgewohnheiten und ihre Körperform. Das Wasser ist daher wie das Klima eine Existenzbedingung, welche teils auswählend, teils verändernd wirkt, durchaus aber nicht alle miteinander vergesellschafteten Tiere gleichmäßig beeinflußt.

Durch Semper sind eine Menge Thatsachen bekannt geworden, welche den mächtigen Einfluß des bewegten Wassers auf das Tierleben beweisen und früher nicht gehörig gewürdigt wurden. Die Widerstandsfähigkeit der Tiere gegen Strömung äußert sich verschieden, am meisten bei der Gruppe zeitlebens festsitzender Tiere. Die nicht festsitzenden Tiere schwimmen teils frei und willkürlich herum, wobei sie mit oder auch gegen die Strömung schwimmen können, teils werden sie passiv von der Strömung fortgetragen, sie flottieren nur. Die schwimmenden, wie die bloß flottierenden Tiere haben mannigfache hydrostatische Organe nötig, um sich im Wasser oder auf der Oberfläche schwebend zu erhalten. Es giebt auch kriechende Wassertiere, die nur zeitweilig, oft aber mit großer Kraft an Steinen und Pflanzen haften, wie insbesondere manche mit einem Saugfuß ausgerüstete Süßwasserschnecken, z. B. Navicellen, die der stärksten Strömung von Bergbächen widerstehen können. Am wichtigsten aber sind Strömungen im Wasser für das Gedeihen wachsender Korallen, und es sind schon hierbei selbst geringe durch Tiere erregte örtliche Strömungen von Bedeutung. Es giebt kleine Krabben, welche nur in verästelten Korallenstöcken angetroffen werden. Sie bewirken an den Korallen eigentümliche gallenartige Wucherungen, von denen sie allmählich eingeschlossen werden und deren Form von den Strömungen, welche die gefangen gehaltene Krabbe durch das Atmen erzeugt, beeinflußt wird. Andere solche Krebse siedeln sich an massiv wachsenden Korallen an und erzeugen keine Gallen, sondern trichterförmige Löcher. Aber auch ohne die Mitwirkung von Krabben erfolgt eine Unterbrechung des Wachstums massiv wachsender Steinkorallen, wenn der Korallenstock die gewöhnliche Fluthöhe erreicht. Durch die Einflüsse von Sonne, Luft und Regen sterben zunächst die an der Kuppe des Korallenstockes befindlichen Polypen ab,

Fig. 26.



Schematische Darstellung des Wachstums eines Porites-Stockes nach Semper. *a* erstes Stadium, wo die Korallenkuppe die Oberfläche des Meeres berührt; *b* zweites Stadium, in welchem nur noch Randwachstum stattfindet; *c* drittes Stadium, in welchem die horizontale Oberfläche bereits abgestorben und vertieft ist.

das Wachstum erfolgt jedoch seitwärts ungestört und es entstehen zunächst flache, dann allmählich durch die Wellen ausgewaschene konkave Kuppenformen des oft 2—3 *m* im Durchschnitte haltenden Korallenstockes, welche sich mit Sand, Wasser, Pflanzen und Tieren allmählich füllen und zur Zeit der Ebbe Ringwälle bilden, die hie und da durch Kanäle unterbrochen sind. Was nun für diese einzelnen Korallenblöcke gilt, findet auch für ganze Korallenriffe Anwendung. Wo ruhiges Wasser und unregelmäßig wechselnde, nicht zu starke flache Strömungen zusammentreffen, kann das Korallenriff nach allen Richtungen hin sich horizontal gleichmäßig ausbreiten. Wo aber starke und beständige Ströme parallel einer Küste laufen und hierbei ein Riff treffen, werden die Korallen zu einem senkrechten Wachstum genötigt, und das Riff wird gegen den Strom hin einen steilen Abfall bilden. Stärke und Richtung der Ströme sowie Widerstandsfähigkeit der Korallen sind daher nach Semper die Hauptursachen der oft so mannigfachen und eigentümlichen Formen der Korallenriffe.

Konkurrenz der organischen Wesen. Das Ringen aller lebenden Wesen um die Existenzbedingungen im allgemeinen äußert sich ferner als Mitbewerb (Konkurrenz) der organischen Wesen untereinander. Die zahllosen hieher gehörigen Erscheinungen kann man am besten auf die Art sondern, daß zuerst die Mitbewerbung der Pflanzen, dann jene der Tiere untereinander, endlich aber die gegenseitige Konkurrenz von Pflanzen und Tieren betrachtet wird.

a) Konkurrenz der Pflanzen untereinander. Die heftigste Konkurrenz machen sich die Individuen derselben Pflanzenart oder nahe verwandte Pflanzenformen untereinander, da sie auf gleiche Existenzbedingungen angewiesen sind und daher gleiche Bedürfnisse haben. Es giebt eine Menge Thatsachen, die dies beweisen. Bei geselliglebenden Pflanzen, wie z. B. in einem Buchenwalde, gelingt es unter den Hunderttausenden von Sämlingen nur den kräftigsten Individuen sich zu behaupten. Alle andern werden früher oder später erstickt. Die Erschöpfung des Bodens durch wiederholte Aussaaten derselben Frucht ist ebenso bekannt wie die hierauf sich gründende Notwendigkeit des Fruchtwechsels. Werden verschiedene Varietäten einer Pflanze durcheinandergesät, z. B. verschiedene Sorten von Weizen, Zuckererbsen u. dgl., so gewinnen bald einige Varietäten, denen Klima und Boden besonders zusagen, die Oberhand und nach einigen Generationen verschwinden die übrigen spurlos. Der Kampf nahe verwandter Pflanzen um die Existenz läßt sich bei einigen Alpenpflanzen besonders deutlich nachweisen, die auf verschiedenen Bodenarten sich in der Regel ausschließen und einander vertreten (vikarieren), bisweilen aber doch gemeinschaftlich oder auf der minder günstigen Bodenart vorkommen, wie z. B. die beiden Alpenrosen *(Rhododendron hirsutum* und *ferrugineum)* oder zwei häufig verbreitete alpine Schafgarben *(Achillea atrata* und *moschata)*, von denen *Rhododendron*

hirsutum und *Achillea atrata* auf Kalkgesteinen, hingegen *Rhododendron ferrugineum* und *Achillea moschata* auf krystallinischen Schiefern mit Vorliebe wächst. In Gegenden, wo nur eine der beiden Alpenrosen oder Schafgarben wächst, kommt sie auch auf der ihr minder zusagenden Bodenart, weil von keiner Konkurrenz bedrängt, vor. Wo aber beide Arten gemeinschaftlich vorkommen, schließen sie sich nach Bodenarten aus, da sodann die minder günstig situierte Art in der Länge der Zeit durch die für diesen Boden besser angepaßte Art verdrängt wird.

Fig. 27.



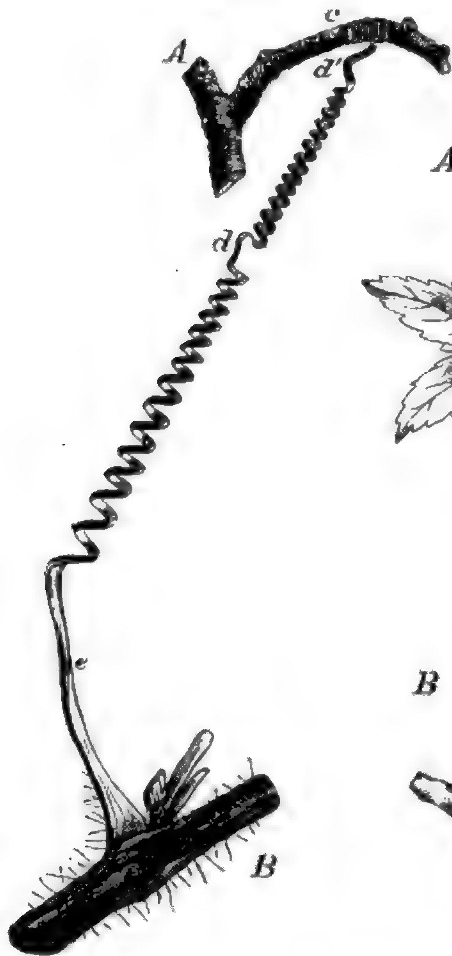
Wightia mit ihren Haftwurzeln einen Baum umschließend, der dadurch abstirbt. (Nach Hooker.)

Sowie hier der Kampf, das Erringen von Vorteilen zunächst auf der chemischen Bodenbeschaffenheit beruht, so kann auch jedes andere Bedürfnis der Pflanzen nach mehr oder nach weniger Wasser, Wärme, Licht u. dgl. entscheidend sein. Ja sehr häufig werden mehrere dieser Existenzbedingungen zugleich ins Spiel treten und den Kampf um so verwickelter erscheinen lassen. Daher erklärt es sich, warum so selten die Verbreitungsgrenzen der Pflanzen sich mit Bestimmtheit auf einzelne klimatische oder Bodenverhältnisse zurückführen lassen. Die allermeisten Pflanzen werden durch den Kampf ums Dasein von glücklicheren Mitbewerbern bereits verdrängt, ehe sie die klimatische oder bodenstatische Grenze ihrer Existenzfähigkeit erlangen.

Während gleichartige Pflanzenformen durch die Gleichartigkeit ihrer Bedürfnisse sich gegenseitig verdrängen und ausschließen, herrscht zwischen ungleichartigen Pflanzen ein wahres Faustrecht. Offene rohe Gewalt, aber auch wahre heimtückische Mordsucht finden in der Pflanzenwelt ihre Analogieen. Es ist besonders eine Kategorie von Pflanzen, welche die mannigfaltigsten, oft wahrhaft wunderbaren Einrichtungen besitzt, um sich in dem Kampfe ums Dasein siegreich zu behaupten. Es sind dies die Kletterpflanzen. Die Kletterpflanzen im weiteren Sinne, wozu alle klimmenden, windenden und rankenden Pflanzen gehören, deren schönste und großartigste holzigen Formen man auch mit dem poetischen Namen «Lianen» bezeichnet, erreichen durch die mannigfaltigsten und

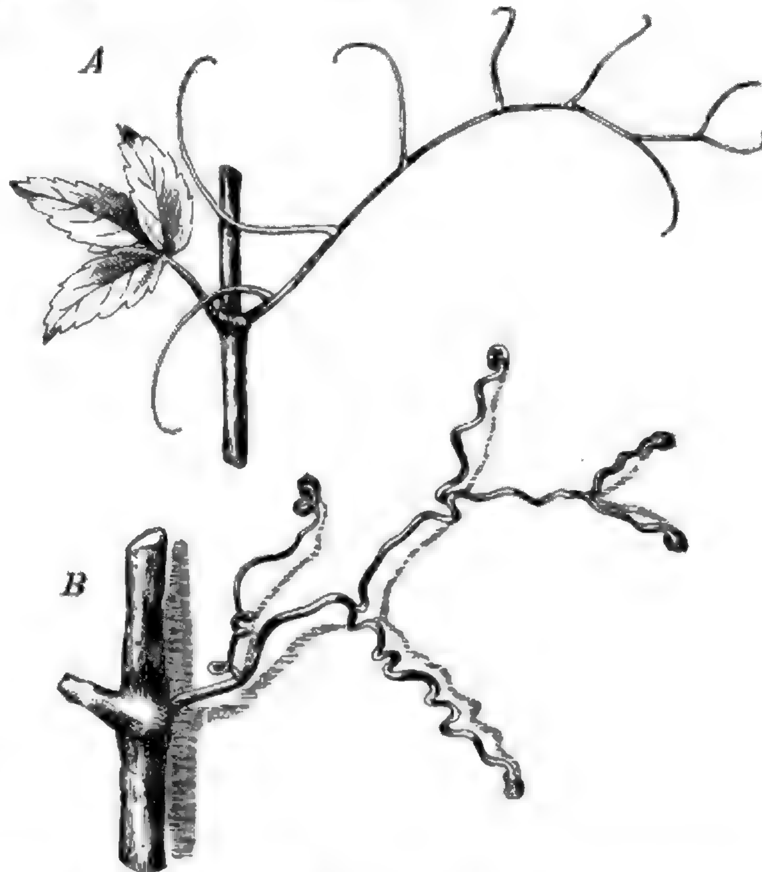
oft sinnreichsten Mittel den einen Hauptzweck, dem Lichte zuzustreben und die ihnen mangelnde starre Festigkeit des Stammes durch Anschmiegen an Stützen zu ersetzen. Die Lianen der tropischen Urwälder, die durch das Gewirre ihrer tauförmigen zähen Stämme diese Wälder völlig undurchdringlich machen, erreichen dieses Ziel nur auf Unkosten anderer Bäume, wie der *Cipo matador* (Mörderschlinger) Brasiliens oder Hookers *Wightia* aus dem Himalaja (Fig. 27), welche starke Stämme durch ihre tötliche Umstrickung erwürgen, und ihr Opfer überleben, wenn dasselbe längst schon vermodert ist.

Fig. 28.



Korkziehartige Ranke der Zaunrübe (*Bryonia dioica*), nach Sachs.
A Stütze, *B* Stengel der Zaunrübe, *c* Stützpunkt, *d*, *d'* Wendepunkte, *e* Basalstück der Ranke.

Fig. 29.

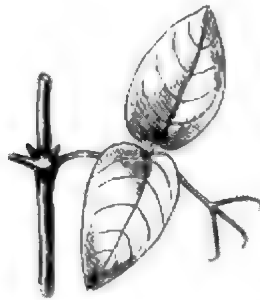


Ästige Ranke des wilden Weines (*Ampelopsis hederacea*) nach Darwin.
A die junge bewegliche Ranke. *B* die ältere Ranke, mit Haftscheiben an einer Mauer befestigt und spiralig zusammengezogen. Die nicht befestigten Äste sind verdorrt und abgefallen.

Um zu zeigen, wie die Natur das Problem löst, an der Vegetationsmasse des Stammes zu sparen, möglichst viel Blätter, Blüten und Früchte zu entwickeln und doch die für Pflanzen so vorteilhafte Erhebung über den Boden zu bewirken, mögen die windenden und rankenden Pflanzen hier näher betrachtet werden. Bei den windenden Pflanzen (Schling-

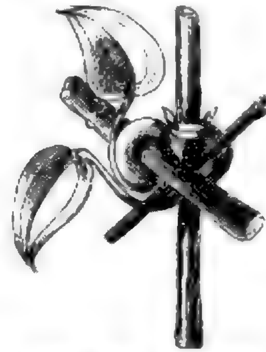
pflanzen) ist es der oberste Teil des Stengels, welcher, durch ungleichseitiges Wachstum veranlaßt, sich krümmt und dann kreisförmige Bewegungen auszuführen beginnt, bis er endlich eine Stütze findet und nun sich um dieselbe, wenn sie nicht zu dünn und nicht zu dick ist, emporwindet. Die merkwürdigsten und ergiebigsten Kletterbewegungen führen jedoch die mit Ranken versehenen Kletterpflanzen aus. Die Ranken sind morphologisch bald Achsenteile, bald Blattteile mannigfachster Art, aber in einer bestimmten Zeit ihrer Entwicklung von großer Reizbarkeit und Beweglichkeit; vermöge letzterer tasten sie im Kreise nach einer Stütze herum, und durch ihre Reizbarkeit und Empfindlichkeit sind sie in den Stand gesetzt, bei der leisesten Berührung die Stütze zu ergreifen. Die schrauben- oder korkzieherartigen Ranken, wie sie z. B. bei der Zaunrübe vorkommen (Fig. 28), umwinden die ergriffene Stütze; der wilde Wein (Fig. 29) befestigt sich mit Haftscheiben an Mauern und Felsen, die Waldrebe (Fig. 31)

Fig. 30.



Dreizehige Ranke einer *Bignonia* (nach Darwin).

Fig. 31.



Zwei junge Blätter der Waldrebe (*Clematis glandulosa*) mit rankenartigen Blattstielen, eine horizontale Stütze umfassend (nach Darwin).

umwickelt mit ihren Blattstielen rankenartig die sich darbietende Stütze. Manche Bignonien, z. B. die westindische *Bignonia unguis* haben Ranken, die sich treffend mit dem Greiffuß eines kleinen Vogels vergleichen lassen, dem die Hinterzehe abgeschnitten wurde. Darwin spricht geradezu von dem Lauf (dem Stiele) und den drei Zehen (Ästen) einer solchen Ranke (Fig. 30). Die Art und Weise, wie diese Ranken eine Stütze ergreifen und sich an derselben festklammern, die Pflanze gegen die Stütze ziehend, erinnert bei einer Art (*Bignonia venusta*) an einen Matrosen, der an einem Taue sich Hand über Hand hinaufzieht, während eine andere (*Bignonia littoralis*) in die Höhe klettert wie ein Matrose, welcher mit beiden Händen zusammen ein Tau oberhalb seines Kopfes ergreift. So vermag die Pflanze mit ihren unbewußten Bewegungen langsam aber sicher Kletterbewegungen zu vollführen, die an die raschen willkürlichen Bewegungen der Tiere erinnern und zum selben Ziele führen.

b) Konkurrenz der Tiere untereinander. Die Betrachtung der Tierwelt zeigt ähnliche Verhältnisse in Bezug auf die Mitbewerbung der Tiere untereinander. Auch hier ist der Kampf nahe verwandter

Arten am heftigsten. Es ist bekannt, daß die Wanderratte *(Mus decumanus)* erst in neuerer Zeit fast allenthalben die dunkle kleinere Hausratte *(Mus rattus)* verdrängt hat. Die großen Raubtiere machen sich gegenseitig die gefährlichste Konkurrenz durch den bei ihrer übermäßigen Vermehrung sehr bald eintretenden Mangel an Beute. Daß hier nur das Recht des Stärkeren gilt, sieht man am deutlichsten an den afrikanischen aasfressenden Vögeln, welche genau nach Größe und Stärke geordnet nach einander an dem gemeinschaftlichen Mahle unter stetem Streit und Hader sich beteiligen. Aber auch die pflanzenfressenden Tiere bekämpfen sich untereinander bei übermäßiger Vermehrung, wobei Futtermangel und infolge dessen Massentod durch Hunger und Epidemieen eintritt. Nager, Huftiere, Tauben, Insekten u. s. f. liefern hierzu die Belege. Hierin liegt der Hauptgrund, warum großartige Schäden, namentlich von Insekten an der Pflanzenwelt hervorgebracht, die Urheber derselben selbst vernichten, auf welche Weise das Gleichgewicht in der Natur wieder hergestellt wird. Der Bestand an Feld- und Haselhühnern, Hasen u. dgl. hängt größtenteils von der Zahl der kleinen Raubtiere ab. Wo letztere durch Jäger gehörig verfolgt werden, erhalten sich trotz der Jagden die ersteren in genügender Menge. Kaninchen, Schweine, Ziegen, auf einsame Inseln ausgesetzt, wo sie vor Raubtieren sicher sind, vermehrten sich ins Unglaubliche zum größten Nachteil der übrigen organischen Wesen jener Inseln. Die fleischfressenden Tiere üben daher den größten Einfluß auf die Verbreitung der pflanzenfressenden Tiere aus.

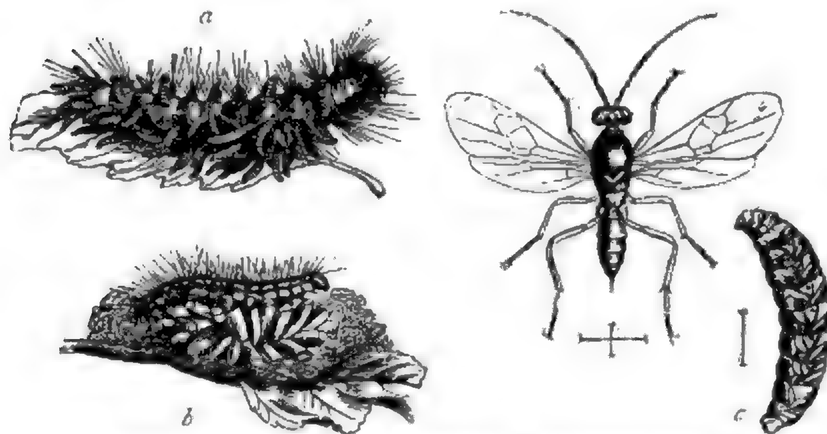
Mitunter sind es aber weit im Systeme auseinanderstehende Tiere, welche sich auf das heftigste bekämpfen. In Paraguay sind nie Rinder, Pferde oder Hunde verwildert wie anderwärts in Südamerika, weil dort eine Fliege ihre Eier in den Nabel der neugeborenen Jungen dieser Tiere legt und sie dadurch tötet. Ebenso tötlich ist die berüchtigte Tsetsefliege Inner-Afrikas für Rinder, Pferde und Esel und dadurch das größte Hindernis von Reisen in gewissen Gegenden. Hierher gehören auch die zahllosen Entozoen und Epizoen, die so oft den Tod ihres Wirtes herbeiführen. Zu den gefährlichsten Entozoen zählt das Heer der Schlupfwespen (Fig. 32), der Tachinen (Raupenfliegen) und der Binnenwürmer (Helminthen). Epizoen der verderblichsten Art sind die mannigfachen Tierläuse, wie die eigentlichen Pediculinen, die Mallophagen oder Pelzfresser (Fig. 33), gewisse Flöhe, Wanzen, Milben, Blutegel, Krustazeen u. dgl. m.

c) Konkurrenz der Tiere und Pflanzen untereinander. Die Wechselbeziehungen zwischen Tier- und Pflanzenwelt in ihren äußerst mannigfaltigen und mitunter sehr verwickelten Erscheinungen sind für die Verbreitung des organischen Lebens von außerordentlicher Wichtigkeit. So bedingen sich Tier- und Pflanzenwelt schon gegenseitig durch den Umstand, daß die Tiere fortwährend beim Atmen den atmosphärischen Sauerstoff verbrauchen, während die Pflanzen die von den Tieren ausgeatmete Kohlensäure aufnehmen und wieder zerlegen. Auf diese Weise wird das Gleichgewicht der chemischen Grundstoffe der Atmosphäre erhalten. Aber

auch der Kreislauf des Kohlenstoffes, ohne den kein organischer Körper, keine organische Verbindung denkbar ist, erfolgt in den lebenden Wesen auf die Art, daß die Pflanzen den Kohlenstoff aus der Kohlensäure (einer nicht bloß in organischen Wesen vorkommenden Verbindung) sich aneignen, während die Tiere nur den Kohlenstoffgehalt anderer Organismen zu ihrer Ernährung benützen.

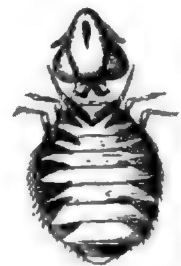
Der Mitbewerb der Tiere tritt für die Pflanzenwelt teils zerstörend, teils fördernd auf, ist aber immer von tief eingreifender Wirkung. Die erstaunliche Menge der pflanzenfressenden Tiere verbraucht täglich ungeheuere Mengen von Pflanzensubstanz, wobei nicht nur vegetative Organe, sondern sehr häufig auch die zur Fortpflanzung notwendigen Blüten, Früchte und Samen, ja die ganzen Pflanzen massenhaft vernichtet werden.

Fig. 32.



Raupen-Schlupfwespe (*Microgaster glomeratus*).
a Raupe des Großkopfes, aus der die Schlupfwespenlarven hervorkriechen, *b* Puppen der Schlupfwespe, rechts das Insekt (6fach vergr.), *c* dessen Larve (vergr.).

Fig. 33.



Federfresser (*Thylopterus triangulifer*).

Es sind hier nicht nur die großen Pflanzenfresser (Rinder, Schafe, Ziegen, körnerfressende Vögel), sondern vor allem die kleinen Pflanzenfeinde, das ungezählte Heer der Insekten und die pflanzenfressenden Schnecken thätig. Man weiß, wie die Vegetation ganzer Erdstriche durch diese kleinen Feinde vernichtet werden kann. Die Pflanzen schützen sich gegen diese zahllosen Verfolgungen bald durch festeres, widerstandsfähiges Gewebe, durch den Wuchs, durch die Bewaffnung mit Stacheln und Dornen durch unscheinbare Farben oder Ungenießbarkeit ihrer Samen und Früchte, durch die Lebensfähigkeit ihrer unterirdischen Teile, bisweilen durch ihre giftigen Eigenschaften. Um nur einiges namhaft zu machen, so sind weidende Grasfresser auch dem Baumwuchs außerordentlich schädlich, und manche Inseln, wie St. Helena, und manche Länder, wie einzelne Mediterrangegenden, sind durch Ziegen buchstäblich kahl abgeweidet und dadurch waldlos geworden.

Die Wirkung des Weideviehes auf die Vegetation wird erst recht klar, wenn man mitten auf einer Weide einen Teil derselben einfriedigt

Obgleich hier an Boden, Klima, Lage u. dgl. nicht die geringste Änderung vor sich geht, so erfolgt doch eine gänzliche Änderung der Vegetation. Oft bedeckt sich der Weidegrund wie durch einen Zauberschlag mit Bäumchen, die sonst immer ein Opfer des weidenden Viehes werden. Hieher gehören auch die auf Weideplätzen so häufig vorkommenden Zwergformen von Bäumen mit dichtem struppigem Wachstum, bis es einzelnen besonders kräftigen Individuen, freilich oft erst nach einer langen Reihe von Jahren, gelingt, die Höhe der weidenden Tiere zu überragen und sodann normal sich zu entwickeln. Wenn nun eine einfache Einzäunung von so hervorragender Wirkung auf die Vegetation eines Weideplatzes ist, so müssen wir allen Umständen, durch die weidendes Vieh von einer Gegend abgehalten wird, dieselbe Wirkung zuschreiben. Wenn, wie oben erwähnt, in manchen Gegenden von Südafrika und ebenso in Paraguay es unmöglich ist, Rinder zu halten, weil sie das Opfer berüchtigter Fliegen werden, so sind dieselben Fliegen im Kampfe ums Dasein sehr nützlich für die Pflanzen, die sonst durch das weidende Vieh vernichtet oder verdrängt worden wären.

Durch Darwin zunächst wurde eine Menge von Umständen bekannt, welche die oft wunderbaren und äußerst verwickelten Wechselbeziehungen zwischen Pflanzen- und Tierwelt in ein klares Licht stellen und uns ganz neue Seiten des Kampfes ums Dasein kennen lehren. Durch Darwin kamen erst jene von einem deutschen Botaniker, Christian Konrad Sprengel, vor hundert Jahren gemachten Beobachtungen über die Beziehungen von Bau und Färbung der Blumen zu den Insekten zu rechter Geltung. Eingeschlechtige Blüten, zumal wenn sie zweihäusig verteilt sind wie bei den Weiden, bedürfen nämlich keiner Farbenreize, weil die Befruchtung der weiblichen meist durch Übertragung des Blütenstaubes mittels des Windes geschieht. Zwitterblüten hingegen erscheinen darum sehr zweckwidrig eingerichtet, weil die Bestäubung ihres Stempels durch den Pollen derselben Blüte nichts fruchtet oder nur ganz unkräftige Samen erzielt. Daher entdeckt man allerlei gleichsam listige Vorkehrungen, um die Selbstbefruchtung solcher Zwitterblüten zu verhindern, indem z. B. die Staubgefäße und Stempel sich ungleichzeitig in derselben Blüte entwickeln oder eine Selbstbefruchtung durch die eigentümliche gegenseitige Lage der Antheren und Narben unmöglich ist. Die Befruchtung der Blüten des einen Individuums durch die zur Ausbildung keimkräftiger Samen führende Übertragung des Blütenstaubes von anderen Individuen derselben Art wird nun durch Insekten erwirkt, die ihrerseits diesen Liebesdienst zwar nicht beabsichtigen, aber ihn doch unwillkürlich verrichten, indem sie auf der Suche nach den honigsüßen Absonderungen in der Tiefe des Blütenkelches von der Farbenpracht oder auch vom Duft der Zwitterblüten angelockt und durch allerhand seltsame Formverhältnisse dieser Blüten veranlasst werden, den Pollen der Blüten des einen Stocks an ihrem eigenen Körper abzustreifen und ihn auf die Narben eines anderen Stocks abzustreifen. Hundert Stöcke

Wiesenklee *(Trifolium pratense)* z. B. ergaben 2700 Samen, wenn die Blüten von Hummeln besucht werden konnten; andere 100 Stöcke, die gegen einen solchen Besuch geschützt wurden, lieferten nicht einen Samen. Hierbei zeigte es sich auch, daß gewöhnliche Bienen nicht ausreichen, weil nur Hummeln so tief in die Röhre der Blumenkrone eindringen können wie es notwendig ist. Gäbe es also keine Hummeln in England, so müßten der Wiesenklee, das Dreifaltigkeitsveilchen und ähnliche Arten sehr selten werden oder ganz verschwinden. Nun werden die Hummeln besonders von Feldmäusen verfolgt, welche deren Nester und Waben aufsuchen. Die Feldmäuse sind daher mittelbar auch Feinde des Wiesenklees; ein Raubtier aber, wie die Hauskatze, welche in der Nähe der Dörfer und Höfe fleißig auf Feldmäuse Jagd macht, wird dadurch das Vorkommen von Klee in seiner Umgebung befördern. Das Vorkommen von Wiesenklee steht daher auch in einem gewissen vorteilhaften Zusammenhange mit dem Vorkommen der Hauskatze.

Ganz ähnliche Verhältnisse wie zwischen dem Klee und der Insektenwelt kommen bei den Orchideen, Asklepiadeen und sehr vielen anderen Pflanzen vor, deren Existenz also bedingt ist durch das Vorhandensein entsprechender Insekten. Alle Einflüsse, die den letztern schädlich sind, sind hier auch den ersteren nachteilig, während in anderen Fällen das umgekehrte Verhältnis obwaltet, und beispielsweise insektenfressende Vögel in der Regel für die Vegetation sehr nützlich sind. Da aber kein organisches Wesen isoliert auftreten kann, so steht häufig eine ganze Kette von organischen Wesen in einem solchen Zusammenhange, daß sie sich entweder gegenseitig fördern und unterstützen, oder im Gegenteil sich schädigen und bekämpfen.

Ganz besonders bedeutungsvoll erweist sich die Anpassung der Blumen an die Kreuzbefruchtung durch Insekten für die geographische Verbreitung der Pflanzen, ja den ganzen Charakter verschiedener Floren. Was hilft es, wenn eine zwitterblütige, auf Insektenbeihilfe zur ausreichenden Befruchtung angewiesene Pflanze in die Ferne an einen für sie ganz neuen Standort vertragen wird und sie findet dort die hilfreichen Insekten nicht vor! Da sind z. B. die Farne und Moose viel besser dran; deren Sporen verwehen über weite Meeresflächen, und gehen sie dann auf einer fernen Insel auf, so bürgern sich die aus ihnen erwachsenden Kryptogamen dort, falls das Klima ihnen zusagt, ein, weil sie eben als Kryptogamen keiner Insektenunterstützung bedürfen, um in der neugewonnenen Heimat ihre Art zu erhalten. Phanerogamen mit Zwitterblüten, auf ähnliche Weise in die Ferne versetzt, vermögen hingegen daselbst nur dann ihrer Art auf die Dauer eine neue Heimat zu gewinnen, wenn die zu ihrer Befruchtung nötigen Insekten dort vorhanden sind. Daher sehen wir die Phanerogamenflora der Südseeinseln gegen Osten verarmen zugleich mit der Abnahme der Insektenfülle, dabei aber geschmückt mit ganzen Wäldern von Baumfarnen. Die Galapagos-Inseln unter dem Gleicher besitzen die gerade für Pollenübertragung besonders

thätigen Bienen gar nicht und nur eine einzige Schmetterlingsart, ermangeln somit auch gänzlich der Blumenpracht.

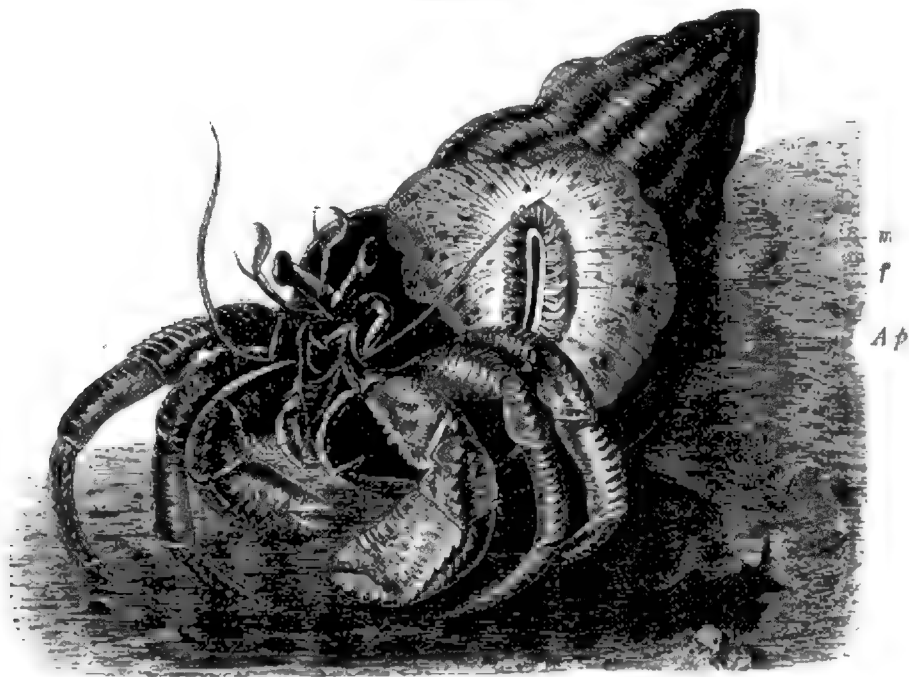
Das Gesamtergebnis dieser Wechselbeziehungen ist, wie beim Ringen um die Existenzbedingungen überhaupt, ein Zustand des beweglichen Gleichgewichtes zwischen Pflanzen- und Tierwelt einer Gegend, welcher sich so lange unverändert hält, als nicht in den Existenzbedingungen Veränderungen eintreten oder neue Mitbewerber auf dem Kampfplatze auftreten und das Gleichgewicht stören. Man sieht dies sehr schön an einem wohleingerichteten Aquarium, in welchem das richtige Verhältnis zwischen Pflanzen und Tieren getroffen ist. In einem solchen erhalten sich ohne geringste Zuthat von außen, selbst ohne Wasserwechsel, die darin lebenden Pflanzen und Tiere jahrelang, indem sie sich gegenseitig in ihren Bedürfnissen unterstützen. Wenn gleich ein Teil der Pflanzen und Tiere den übrigen Tieren zum Futter dient, wenn auch ein Teil der Tiere und Pflanzen regelmäßig abstirbt, so ersetzt andererseits die natürliche Vermehrung und das Vorhandensein der Existenzbedingungen die so entstandenen Lücken, und die organische Welt im kleinen erhält sich im Gleichgewichtszustand, wie es bei der organischen Welt im großen der Fall ist.

Symbiose im Pflanzenreich. Zu den eigentümlichsten Arten der Konkurrenz lebender Wesen gehört das engere gesetzmäßige Zusammenleben zweier ungleichartiger Organismen, die dadurch in eine oft weit gehende Abhängigkeit von einander geraten. Es ist dies die Symbiose oder das Genossenschaftsleben der Pflanzen und Tiere im weitern Sinne, welches sich in zwei verschiedenen Grundformen äußert. Die eine Grundform ist der von altersher bekannte Parasitismus oder das Schmarotzerleben. Bei demselben hat nur eines der zusammenlebenden Wesen, der Parasit, den Vorteil aus der Symbiose, führt dagegen eine abhängige Existenz; während das andere, der Wirt, oft nur Nachteile, ja selbst ernste Gefahren erleidet, hingegen seine Selbständigkeit im Leben bewahrt. Die zweite Form der Symbiose, welche erst in neuester Zeit in ihrer vollen Bedeutung erkannt wurde, beruht auf Gegenseitigkeit. Beide Lebensgenossen fördern sich wechselseitig. Beide ziehen Vorteile von einander, geraten aber dadurch in ein gegenseitiges Abhängigkeitsverhältnis. Es ist dies die Symbiose im engern Sinn oder der Mutualismus, ein Gegenseitigkeitsverhältnis auf Lebensdauer.

So suchen die bekannten Einsiedler- oder Bernhardskrebse leere Schneckenschalen auf, in welchen sie sich ansiedeln, indem sie den weichen Hinterleib in denselben verbergen und nur mit Kopf und Scheeren, welche mit einem dicken Chitinpanzer bedeckt sind, hervorragen. Mit einem solchen Einsiedlerkrebs ist ein Blumentier, die *Adamsia palliata* (Fig. 34) auf das innigste verbunden. Sie siedelt sich an der Öffnung der Schneckenschale derartig an, daß ihre längliche Mundöffnung mit

den zahlreichen Fangarmen dem Kopfe des Krebses zugewendet ist. So läßt sie sich von dem Krebs herumschleppen und nimmt mühelos an dem Nahrungserwerb desselben Anteil. Dagegen schützt sie wieder wirksam den Krebs gegen Angriffe seiner Feinde, da sie mit Millionen von ätzenden Nesselkapseln bedeckt ist, welche die Feinde des Krebses von einer Berührung zurückschrecken. In der zoologischen Versuchsstation in Neapel trennte man einen solchen Einsiedlerkrebs von seiner Genossin und verstopfte die Schale. Der Krebs suchte sich eine neue Schale, kroch mit dieser zu der früheren Genossin hin, betastete sie mit Scheeren und Füßen, suchte sie loszulösen und ruhte nicht eher, als bis auch sie auf die neue Schneckenschale übersiedelte. Unter den Symbiosen

Fig. 34.



Symbiose eines Einsiedlerkrebses *(Pagurus)* mit der *Adamsia palliata*. (Nach Hertwig.)
A p Die Seerose *Adamsia palliata*, *m* der Mund, *f* die Fangarme.

zwischen Gewächsen und Tieren spielt der Schutz gewisser Pflanzen durch Ameisen gegen ihre Bedränger aus dem Tierreich eine anziehende Rolle. Zu solchen «myrmekophilen» (ameisenholden) Gewächsen zählen z. B. einige in Südost-Europa heimische Korbblütler (Kompositen), Verwandte unserer Kornblume. Als wollten sie absichtsvoll die Ameisen anlocken, sondern diese Pflanzen an den grünen Hüllschuppen ihrer Blütenköpfchen Honigtropfen ab, die beim Verdunsten ihrer wässerigen Flüssigkeit sich in Klümpchen von Zucker verwandeln; reichlich sammeln sich nun, nach dieser leckern Beute lüstern, die Ameisen an den Blütenköpfchen und setzen sich jedesmal erfolgreich zur Wehr, sobald ein gefräßiger Käfer *(Oxythyrea funesta)* heranfliegt, um die Köpfchen anzufressen. In den Tropen, wo gewisse Ameisen (die darum sogenannten

Blattschneider) dem Fortleben bestimmter Baum- und Straucharten sehr gefährlich werden, sind letztere in ihren Stammhöhlungen oder ihren hohlen Dornen geradezu von Schutztruppen anderer Ameisenarten bewohnt, die jenen Feinden Widerpart leisten und somit das Leben ihres «Wirtsbaumes» allein gewährleisten. So bemerkte Belt in Zentralamerika, wie Ameisen sich in die 4 *cm* langen weichen Dornen einbohren, die paarweise am Grund der Blattstiele der *Acacia sphaerocephala*, einer strauchigen Akazienart, stehen. Das süßliche Mark dieser Dornen dient den Ameisen zuerst als Nahrungsvorrat, dann, wenn sich letztere in den hohlgefressenen Dornen häuslich eingerichtet haben, zehren sie vom Honig, der von Drüsen dicht neben ihren Wohndornen abgesondert wird, und von kleinen gelblichen, sehr nahrhaften «Futterkörperchen», die sich an den Spitzen der Fiederblättchen ausbilden. Das ist gleichsam das Kommißbrot, mit dem diese Akazie ihre Verteidiger ernährt, als wüßte sie, wie nötig sie deren kräftigen Schutz braucht, gegen die ob ihrer Unersättlichkeit höchst gefährlichen Sauba-Ameisen.

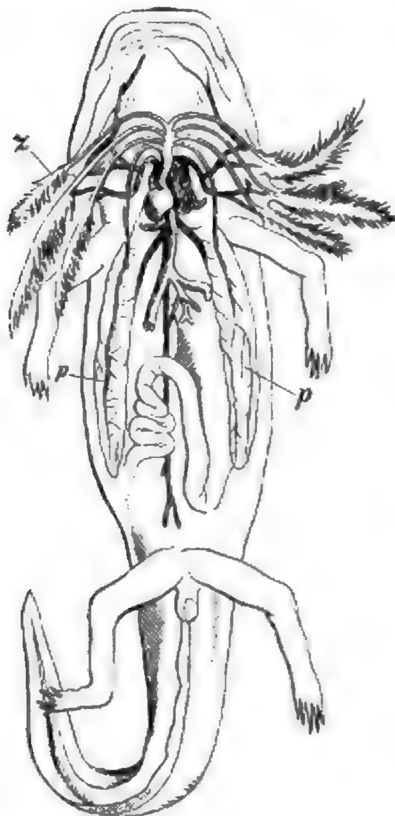
III. Veränderlichkeit der organischen Wesen.

Anpassung und Abänderung. Die Folgen des Konfliktes der organischen Wesen mit der Außenwelt äußern sich in doppelter Weise. Der Einfluß der Existenzbedingungen und die Konkurrenz der übrigen Lebewesen kann so ungünstig sein, daß das lebende Wesen der Ungunst der äußern Verhältnisse unterliegt und zu Grunde geht. Das lebende Wesen kann sich aber auch trotz der Ungunst der äußeren Verhältnisse unter Umständen behaupten und siegreich aus dem Kampfe um das Dasein hervorgehen. Doch dieser Sieg ist nicht ohne tiefe Rückwirkung auf den Organismus und überhaupt nur dadurch möglich, daß dieser den äußern Verhältnissen sich anschmiegen oder denselben Widerstand leisten kann. Hierdurch aber werden wesentliche Eigentümlichkeiten in seiner Lebensthätigkeit, in seiner Zusammensetzung und Form hervorgerufen. Man pflegt die Einwirkung der Außenwelt auf die Organismen als Anpassung (Adaptation) und, insofern sie mit Formenveränderung verbunden ist, als Abänderung (Variation) zu bezeichnen und stellt diese erworbenen individuellen Eigenschaften den ererbten gegenüber, welche von den Vorfahren des organischen Wesens auf dieses übertragen wurden. Nicht immer bewirken die Einflüsse der Außenwelt aber schon in dem Individuum, das ihrem Einflusse zuerst unterworfen ist, innere oder äußere Veränderungen, sondern diese kommen nicht selten erst in den Nachkommen desselben wirksam zu Tage. Die Anpassung oder Abänderung ist daher in diesem Falle eine mittelbare, durch Vermittlung der Eltern auf ihre Nachkommen übertragene. Hieraus erklärt sich die individuelle Variation, als die Verschiedenheit der Individuen einer und derselben Art, der Kinder derselben Eltern, oder gar der Jungen desselben Wurfes, der Sämlinge der-

selben Frucht. Bisweilen ist die hiedurch bewirkte Abänderung eine bedeutende, sprungweise oder monströse. Meist ist sie aber eine geringe, nur in einzelnen Teilen und minder wesentlichen Merkmalen sich äußernde, immer jedoch so merklich, daß es kaum je zwei vollkommen gleiche Individuen von Pflanzen, Tieren oder Menschen gegeben hat.

Viel bekannter als die Erscheinungen der mittelbaren Anpassung sind jene der unmittelbaren oder direkten Anpassung, wohin alle Abänderungen gehören, die ein organisches Wesen durch Aufenthalt, Klima, Nahrung und äußere Einwirkungen überhaupt erduldet. Die individuellen Verschiedenheiten werden durch diese Art der Anpassung sehr gesteigert, namentlich, wenn die äußern Einflüsse heftig und andauernd sind. Von welchem Einfluß beispielsweise hier Quantität und Qualität der Nahrung ist, sieht man am deutlichsten an allen Kulturpflanzen und Haustieren. Bei den Tieren ist der durch äußere Verhältnisse veranlaßte Gebrauch oder Nichtgebrauch einzelner Organe von der bedeutendsten Rückwirkung auf die Organe selbst. So können Wassermolche (*Triton*) durch ein geschlossenes Wasserbecken gezwungen werden, zeitlebens durch Kiemen zu atmen und Larven zu bleiben, während sie, wenn sie das Wasser verlassen können, ihre letzte Verwandlung durchmachen. Der kiemenatmende Axolotl (*Siredon pisciformis*) Mejicos (Fig. 35) verwandelt sich auf dem Lande in einen kiemenlosen Molch (*Amblystoma*). Im letzteren Falle verkümmern die ursprünglichen Atmungsorgane und neue, für die Luftatmung taugliche entwickeln sich. Der Axolotl ist daher, obwol er sich als solcher fortpflanzt, nur der Larvenzustand des Amblystoma. Verkümmerte und daher unzweckmäßig gewordene (rudimentäre) Organe finden sich ungemein häufig bei Pflanzen und Tieren und geben Aufschluß über deren Abstammung. Wird durch Anpassung ein bestimmtes Organ umgeändert, so bleibt dies nicht ohne wichtige Rückwirkung auf andere Organe. So stehen Beine und Schnäbel der Sumpfvögel, Bekleidung und Gebiß bei Hunden und Schweinen u. s. f. in Wechselbeziehung (Korrelation). Zu den Anpassungserscheinungen der Pflanzen gehört namentlich die Anpassung an das Klima. Sie äußert sich oft ohne wesentliche Formveränderung, so in den Getreidearten und bei anderen Kulturpflanzen aus klimatisch verschiedenen Gegenden. Der Wunderbaum

Fig. 35.



Axolotl (*Siredon pisciformis*). Kiemenblutzirkulation mit vier Bogen, von denen die ersten drei zu den Kiemen *z*, der vierte zu den Lungen *p* führen.

(Ricinus) ist bei uns ein einjähriges Kraut, im Süden von Europa eine ausdauernde Pflanze, in Palästina und Ostindien eine ansehnliche Holzpflanze. Der Weinstock ist bei uns sommergrün, in Cumana immergrün. Die eigentliche «Akklimatisation» der Pflanzen und Tiere besteht, wie der Name es ausdrückt, nur in der allmählichen Anpassung an ein ungewohntes Klima in einer neuen Heimat. Der verändernde Einfluß des Bodens zeigt sich am auffälligsten bei amphibischen und Wasserpflanzen. Die Schwimmblätter sind flach ausgebreitet, die untergetauchten fein zerteilt, die obersten über dem Wasser befindlichen ungeteilt und aufrecht. Die chlorophyllfreien Schmarotzerpflanzen und Moderpflanzen sind unzweifelhaft jüngern Ursprungs und aus grünen Stammformen durch Anpassung hervorgegangen. Zu den Anpassungen gehören auch viele Schutzeinrichtungen der Pflanzen, wie die geschützte Stellung der Staubgefäße vor Regen und Nässe bei der Schwertlilie, beim Löwenmaul, beim Eisenhut, der schützende Haarüberzug an den jungen Blättern des Huflattichs, die Schutzeinrichtungen der Samen und Früchte beim Transport und beim Keimen. Hierher gehören ferner die Ausrüstungen zum Klettern, die Verbreitungsmittel der Samen und Früchte und die Einrichtungen zur Befruchtung der Blüten durch Insekten oder auch statt deren durch Kolibris (in Amerika) und durch Honigvögel (in warmen Strichen der Ostfeste).

Es ist durchaus unmöglich, eine Grenze zu bestimmen, über welche hinaus die Abänderung eines Organes durch Anpassung unstatthaft wäre. Wir können von keinem Organe behaupten, daß es unveränderlich oder nicht weiter entwicklungsfähig sei, wenn es unter neue äußere Bedingungen gebracht wird. Umgekehrt können Organe durch den Nichtgebrauch bis zum völligen Schwund gebracht werden, wie es z. B. bei den Augen unterirdischer Tiere der Fall ist. Den Beweis hierfür liefern die unzähligen, leicht zu beobachtenden Thatsachen der künstlichen und natürlichen Züchtung.

Künstliche Züchtung und deren Ergebnisse. Durch künstliche Züchtung sind unsere Haustiere und Kulturpflanzen entstanden. Sie stammen insgesamt von wilden Arten ab und sind das Produkt einer sorgfältigen Auswahl der zur Fortpflanzung bestimmten Individuen und der durch menschlichen Einfluß veränderten Existenzbedingungen. Findet nämlich der Tier- und Pflanzenzüchter unter zahlreichen Individuen solche, welche eine gewisse Eigenschaft an sich tragen, die ihm nützlich oder angenehm erscheint, so wählt er eben diese Individuen zur Fortzucht, um diese ihm wertvolle Eigenschaft durch Vererbung auf deren Nachkommen zu übertragen. Wird dasselbe Verfahren in derselben Richtung in aufeinanderfolgenden Generationen wiederholt, so steigert sich die gewünschte Eigenschaft, und es entstehen Generationen, die nicht nur bleibend mit der wünschenswerten Eigenschaft ausgerüstet sind, sondern dieselbe auch ständig auf ihre weiteren Nachkommen vererben. Ist hiermit eine auffällige Veränderung der äußeren oder inneren Körper-

form verbunden, so ergiebt das diejenigen Neubildungen einer Pflanzen- oder Tierart, die man als Rassen, Abarten, Varietäten bezeichnet.

Es ist erstaunlich, wie weit diese Abänderung in einzelnen Fällen geht und wie verhältnismäßig rasch sie sich bisweilen vollzieht. Obenan stehen hier die Ergebnisse der englischen Tierzüchter, welche vorzügliche und merkwürdige Rassen von Hunden, Pferden, Rindern, Schafen, Schweinen, Tauben und Hühnern durch Anwendung dieses einfachen Prinzips hervorbringen. Bei den Schafen hat die Zucht zwei verschiedene Richtungen eingeschlagen und hierdurch einerseits Rassen mit der feinsten Wolle, andererseits Rassen mit dem besten, wohlschmeckendsten Fleische geschaffen. Die naturhistorisch merkwürdigsten Ergebnisse wurden aber durch die Taubenzucht erzielt, so daß ein englischer Taubenzüchter, Sir John Sebright, sagen konnte, «er wolle eine ihm aufgegebene Feder in drei Jahren hervorbringen, bedürfe aber sechs Jahre, um eine bestimmte (noch nicht vorhandene) Form des Kopfes und des Schnabels zu erhalten». Bei diesen Tauben weiß man mit Bestimmtheit, daß sie insgesamt von der wilden Felstaube *(Columba livia)* abstammen, und doch sind deren Rassen untereinander weit mehr verschieden als es die meisten wilden Tierarten derselben Gattung sind, wie die Vergleichung zwischen einer Brieftaube, einem Kröpfer, einer Pfauentaube, einer Purzeltaube zeigt. Nicht nur das Gefieder und die Weichteile, selbst das Skelet ändert sich in einer Weise ab, wie es sonst nur bei weit im System von einander abstehenden Arten der Fall ist. Ähnliche Erfolge erzielen die Gärtner mit Pflanzen aller Weltteile, indem sie durch sorgfältige Auswahl bei der Fortzucht die verschiedenartigsten Varietäten in Größe, Färbung und Form der Blätter, Blüten, Früchte u. dgl. hervorbringen. Man denke an den Kohl, an die Obstsorten, Rosen, Veilchen, Tulpen u. s. f. Da man heutzutage durch eine planmäßige Wahl, mit einem bestimmten Ziel im Auge und im Besitze eines reichen Materiales Tiere und Pflanzen züchtet, so erreicht man bereits in verhältnismäßig kurzer Zeit, oft schon in einigen Generationen sehr bemerkenswerte Abänderungen, und dies nicht nur bei Tieren und Pflanzen, die schon seit den ältesten Zeiten gezüchtet werden, sondern auch bei solchen, die erst seit kurzem bekannt oder in unsere Gegenden eingeführt worden sind.

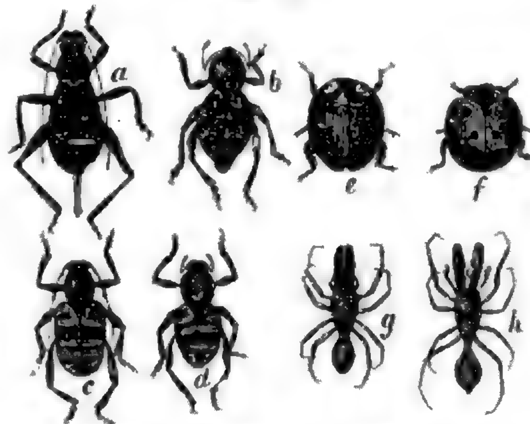
Natürliche Züchtung. Es ist das besondere Verdienst Charles Darwins dargethan zu haben, daß auch ohne menschliche Beihilfe die Natur durch jene Erscheinungen, welche wir als Kampf ums Dasein kennen gelernt haben, fortwährend in bestimmter Richtung unter den lebenden Wesen eine Auswahl trifft, welche ähnlich der von Menschen getroffenen künstlichen Auswahl zuletzt Wesen hervorbringt, die von den ursprünglichen mehr oder minder abweichen. Indem die Natur in ihrem unerbittlichen Walten alles unterdrückt, was unter den gegebenen Verhältnissen sich nicht als lebenskräftig und widerstandsfähig zeigt, führt sie unter den lebenden Wesen eine Zuchtwahl aus, die zur Folge hat

daß sich nur solche Wesen erhalten, welche den äußeren Verhältnissen besser angepaßt sind und dadurch vollkommener ausgerüstet, insofern also höher organisiert erscheinen. Der Kampf ums Dasein wirkt daher züchtend und führt in der Regel zu einer Abänderung und Veredlung der Form, die sich durch Vererbung erhält und weiter verbreitet.

Dieses wichtige Naturgesetz ist durch eine Reihe von Erscheinungen wohlbegründet. Durch das planlose und unbewußte Wirken der Naturkräfte unterscheidet sich die sogenannte natürliche Züchtung wesentlich von der künstlichen Züchtung. Die letztere ist absichtlich und daher willkürlich, die erstere erfolgt aber mit Notwendigkeit.

Einige Beispiele aus dem Tier- und Pflanzenreiche werden dies anschaulicher machen. Zahlreiche Tiere zeigen im großen und ganzen dieselbe Färbung, wie ihr Aufenthaltsort. Diese Eigentümlichkeit hat sich nach und nach daraus entwickelt, daß die Tiere durch eine dem Boden ähnliche Färbung leichter unbemerkt bleiben und hierdurch in einem gewissen Vorteil sind, weil es für sie offenbar vorteilhaft ist unbemerkt zu bleiben, und zwar sowohl die Raubtiere, welche ihre Beute um so leichter überraschen, als umgekehrt die verfolgten Tiere, welche ihren Feinden dadurch leichter entgehen. So sind die Blattläuse und viele auf Blättern lebende Insekten grün gefärbt; die Wüstenbewohner, wie Springmäuse, Wüstenfüchse, Gazellen gelb wie der Wüstensand, viele Polartiere im Winter weiß, im Sommer dunkel. Im Meere leben zahlreiche glashelle, farblose Tiere und zwar Fische, Schnecken, Salpen, Kruster, Medusen, die dadurch sehr schwer zu entdecken sind. Eine besondere Art schützender Ähnlichkeit ist die sogenannte Mimicry oder die Nachahmung eines Tieres durch ein anderes (Fig. 36). Bald ist sie nur eine Schutzfärbung, bald aber auch eine förmliche Schutzgestalt. Für manche Tiere ist es nämlich vorteilhaft, in der Gestalt eines andern, oft besser bewehrten oder auch minder gefährdeten zu erscheinen und sich so durch eine Maske vor seinen Verfolgern zu schützen. Es sind oft systematisch weit von einander stehende Arten, die sich in Farbe und Aussehen beim ersten Blick sehr gleichen. Bekannt sind die Sesien oder Glasflügler, Schmetterlinge, welche bisweilen Hummeln, Bienen und Wespen sehr ähnlich sind. So werden giftige Korallenschlangen von ganz harmlosen anderen Schlangen

Fig. 36.



Beispiele von Mimicry nach Semper.

a *Scepastus* (Heuschrecke) ahmt *b* *Apocyrtus*, einem Rüsselkäfer, nach; *c* *Doliops* (ein Bockkäfer) ahmt *d* einem Rüsselkäfer nach; *e* *Pheraspis* (Heuschrecke) ahmt einem Kugelkäfer *f* nach; *g h* Spinnen, welche Ameisen nachahmen, mit denen sie vergesellschaftet leben.

nachgeahmt; dünnhäutige Bockkäfer ahmen derbhäutigen Rüsselkäfern, Heuschrecken aber Kugelkäfern nach. Viele Fliegen ähneln Bienen oder Wespen, manche Spinnen den Ameisen, mit denen sie gemeinsam leben u. dgl. mehr. Die überraschende Ähnlichkeit mancher Orthopteren mit Pflanzenblättern und dürren Ästen gehört gleichfalls hierher.

Die sogenannten sekundären Sexualcharaktere vieler Tiere entstanden durch Zuchtwahl, da sie entweder bei den Wettkämpfen zur Zeit der Fortpflanzung als Schutz- oder Angriffswaffe dienen, wie die Geweihe bei Hirschen, die Kämme und Sporen bei Hühnern, die Mähne des Löwen, die Oberkiefer der Hirschkäfer u. dgl., oder durch Anlockung der Weibchen nützlich sind, wie der Moschusbeutel des Moschustieres, das bunte Gefieder oder der Gesang mancher Vögel. Auf Madeira leben unter 550 Käferarten 200, die nicht fliegen können, weil es auf dieser verhältnismäßig kleinen Insel für die Käfer vorteilhafter ist, nicht zu fliegen, um nicht durch Winde in das Meer geweht zu werden. Andere von stark bewegter Seeluft überwehte Inseln zeigen uns ganz die nämliche Erscheinung der auffallend zahlreichen flügellosen Insekten wie Madeira; und regelmäßig ähneln dieselben gewissen flügelführenden Insektenarten eines benachbarten Festlandes, denn von letzteren stammen sie ab. Auf dem Festland, wo selbst an der Küste der Sturm nicht so heftig und so anhaltend weht wie auf den Inseln, erhalten sich nämlich die zu anderen Zwecken nützlichen Flügel, nur ab und zu führt dort das Flugvermögen die Tiere ins Verderben, indem sie fortgerissen werden über See, daß dann nur die allerwenigsten von ihnen eine rettende Insel durch glücklichen Zufall erreichen. Unter den insularen Nachkommen dieser Geretteten aber erwirkt danach die natürliche Auslese ein flügelschwaches oder flügelloses Geschlecht weil in dieser neuen stürmischeren Heimat das Fliegenkönnen so kleiner Tiere, wie Insekten gar zu häufig ihnen ein Ikarus-Schicksal bereitet.

IV. Abstammungslehre und ihre geographische Bewährung.

Abstammungslehre. Schon die Entwicklungsgeschichte jedes einzelnen Individuums zeigt eine außerordentliche Veränderlichkeit in der Organisation, in den Lebensfunktionen. Umsomehr ist dies bei der Entwicklungsgeschichte der Art der Fall. Man darf hierbei nicht vergessen, daß zu einem gründlichen Einblick in dieselbe nicht nur die Kenntnis aller jetzt lebenden Individuen einer Art, sondern auch die der vorausgegangenen Generationen erforderlich wäre. Ein so vollständiges Material liegt keinem Naturforscher vor. Und doch erkennt man schon aus dem gegebenen lückenhaften Material eine früher ungeahnte Veränderlichkeit der Art. Diese Veränderlichkeit ist ein beweglicher Zustand in den wesentlichen Merkmalen, welche den Charakter einer Art abgeben. Dieser bewegliche Zustand kann, wie jede Bewegung, unter Umständen wieder zur Ruhe gebracht werden; die Art oder Form erscheint dann beständig.

Geschieht dies aber nicht, so nimmt die Bewegung ihren weitern Lauf in der eingeschlagenen Richtung. Die Folge davon ist, daß die anfänglich geringen Abweichungen in den Eigenschaften und in der Form sich allmählich steigern und daß durch fortwährende Summierung geringer Abänderungen zuletzt bedeutend abweichende Formen entstehen. Auf diese Weise können aus einer ursprünglichen Form im Laufe zahlloser Generationen sehr verschiedenartige ungleiche Formen hervorgehen. Hierdurch tritt aber in den wesentlichen Merkmalen einer Art eine Divergenz des Charakters ein, die sich im Verlauf einer Reihe von Generationen merklich zu erhöhen vermag. Somit leuchtet es ein, daß von einer Stammform nicht nur verschiedene Arten *(species)*, sondern auch verschiedene Gattungen *(genera)*, ja im Laufe der Zeiten selbst verschiedene Familien, Ordnungen, Klassen abstammen können. Durch diese Betrachtung gelangt man endlich zu dem Schlusse, daß alle organischen Wesen untereinander stammverwandt sind und ihren Ursprung von einigen wenigen, oder wenn man will, selbst nur von einer Urform herleiten.

Diese Ansicht ist unter dem Namen der Entwicklungs- oder Deszendenztheorie (Abstammungslehre) bekannt und steht in vollem Widerspruch mit der Ansicht von der übernatürlichen Entstehung (Schöpfung) der Arten, welche nach dieser Anschauung seit dem Anbeginn der Dinge als vollkommen voneinander getrennte, wesentlich verschiedene Formen sich unverändert bis auf die Jetztzeit erhalten haben. Als die vorzüglichsten Vertreter dieser sogenannten Schöpfungstheorie sind Linné und Cuvier zu bezeichnen, deren Autorität bis nach der Mitte unseres Jahrhunderts die Naturforscher bestimmte, an der Unveränderlichkeit der Arten festzuhalten. Und doch datieren die Anfänge der Idee von der Veränderlichkeit der Arten schon aus dem Ende des vorigen Jahrhunderts und wurden von Buffon und Erasmus Darwin, dem Großvater von Charles Darwin, freilich zuerst in unbestimmter und unerwiesener Form ausgesprochen. Als erster näherer Begründer der Transmutation der Arten gilt Jean Lamarck, der in seiner «*Philosophie zoologique*» (1809) die allmählichen Veränderungen der organischen Wesen zum größten Teile vom Gebrauche und Nichtgebrauche der Organe, zum kleinen Teil auch von den wechselnden Lebensbedingungen ableiten. So sollte z. B. die lange Zunge der Spechte und Ameisenfresser durch die Gewohnheit dieser Tiere entstanden sein, ihre Nahrung aus engen und tiefen Spalten hervorzuholen. Der Hals der Giraffe verdanke seine Länge dem Hinaufstrecken nach dem Laube hoher Bäume. Die Schwimmhäute seien eine Folge der Ausspannung der Zehen bei den Schwimmbewegungen u. s. f. Geoffroy Saint-Hilaire schloß sich Lamarck in der Lehre von der Umwandlung der Arten an, legte aber das Hauptgewicht auf die namentlich in geologischen Zeiträumen wesentlich veränderten äußeren Lebensbedingungen, welche nicht ohne tiefen Einfluß auf die ganze Organisation der Lebewesen bleiben konnten. Es entspann sich nun jener berühmte wissenschaftliche Streit im Schoße der französischen

Akademie zwischen Geoffroy St. Hilaire und Cuvier, welchen Goethe, selbst ein begeisterter Anhänger der Einheit in der Natur, mit größter Teilnahme verfolgte. Dieser wissenschaftliche Kampf wurde aber von den Zeitgenossen zu Gunsten Cuviers entschieden. Seine Ansicht von großen geologischen Katastrophen, welche zu einer Vernichtung der gesamten jeweiligen Lebewelt führten und in jeder folgenden geologischen Periode einen neuen Schöpfungsakt erforderten, wurde mit Scharfsinn und auf Grundlage der damals zu Gebote stehenden Thatsachen siegreich durchgefochten und galt fortan bis in unsere Zeit herein als Dogma. Dem eminent systematischen Geiste Cuviers erschien dabei die Unveränderlichkeit der Spezies als ein Gebot der Notwendigkeit, das in der Erfahrung allseitige Bestätigung fand. Die Opposition gegen Cuviers hohe Autorität trat nur sehr allmählich und schüchtern auf. Den Geologen, Lyell an der Spitze, gebührt das Verdienst, einer unbefangeneren, richtigeren Naturanschauung Bahn gebrochen zu haben. Sie bekämpften zuerst die Lehre von den gewaltsamen Katastrophen, welche ganze Schöpfungen vernichtet und wiederholte neue Schöpfungen notwendig gemacht haben sollten. Mit der unwiderleglichen Beweiskraft von Thatsachen wurde nachgewiesen, daß dieselben Kräfte, die noch heutzutage thätig sind, hinreichen, um in langen ungeheuern Zeiträumen alle, selbst die großartigsten Veränderungen der Erdrinde hervorzubringen. An die Geologen schloßen sich fortbauend die Paläontologen wie Forbes, Heer, Göppert an. Durch das Studium der jüngeren Formationen wurde der langsame Übergang der Tertiärperiode in die gegenwärtige auf das überzeugendste nachgewiesen. Die Morphologie und Physiologie, insbesondere die Entwickelungsgeschichte des Individuums und die Vergleichung desselben Organs bei verschiedenen Organismen sowohl der Jetztzeit als verschiedener Erdperioden offenbarte einen Zusammenhang zwischen den organischen Wesen, der sich nur auf dem Wege der Abstammung erklären läßt, wenngleich die betreffenden Wesen systematisch noch so sehr differieren. Endlich trat das Experiment mit seinen absichtlich hervorgerufenen Ergebnissen in den Kampf gegen die Unveränderlichkeit der Spezies. Die großartigen Kulturversuche der Gärtner, insbesondere die gelungenen Bastardierungen, sowie die staunenswerten Erfolge der englischen Tierzüchter ließen in den organischen Arten ein Material von wunderbarer Variabilität und Flexibilität erkennen. Nach diesen vielseitigen und höchst wichtigen Vorarbeiten ist es erklärlich, wie es nur eines Impulses bedurfte, um einen gewaltigen Umschwung in der Anschauung bezüglich des Wesens der organischen Art hervorzurufen.

Den Impuls hiezu gab, 50 Jahre nach Lamarck, Darwins epochemachendes Werk (1859): «Die Entstehung der Arten im Tier- und Pflanzenreich durch natürliche Züchtung oder Erhaltung der vervollkommneten Rassen im Kampfe ums Dasein.»

Durch den Schluß von den Ergebnissen der künstlichen Züchtung auf die in der freien Natur obwaltenden Verhältnisse gelangt Darwin

zu seinem Prinzip der natürlichen Züchtung, durch welche sich die Abstammung aller organischen Wesen untereinander nach dem Kausalitäts-Prinzip erklärt. Alle organischen Wesen nämlich zeigen (wie allseitig zugestanden wird) einerseits Erblichkeit ihrer Eigenschaften und Merkmale, andererseits eine bald geringere, bald bedeutendere Abweichung von ihren Eltern, die man als individuelle Abänderung bezeichnet. Ist die letztere für die Erhaltung des Individuums, namentlich im Kampfe ums Dasein und gegen die Mitbewerbung anderer verwandter Wesen nützlich, so wird offenbar das so begünstigte Individuum den Sieg über andere minder begünstigte davontragen und diese ihm so nützliche Eigenschaft weiter vererben. Die Natur selbst trifft also durch den Kontakt eines lebenden Wesens mit äußeren Einflüssen und vorzüglich durch die Konkurrenz mit der übrigen Lebewelt eine Auswahl. Das Schwache, minder Existenzfähige, muß untergehen; das Lebensfähigere erhält sich. Durch diese natürliche Zuchtwahl *(natural selection)* ist ein unaufhörlicher Fortschritt zum Vollkommenern, zum Höhern bedingt.

Der große Erfolg des Darwinschen Werkes ist dem Umstande zuzuschreiben, daß dasselbe in einem Zeitpunkt erschien, in welchem der Fortschritt der Naturwissenschaften eine Änderung in der damals herrschenden Ansicht über die Entstehung der Arten in allen Kreisen vorbereitet hatte. So wie es namentlich für die unorganische Natur längst erwiesen und von den Gebildeten aller Nationen als eine unzweifelhafte Thatsache angenommen war, daß hier alle Erscheinungen auf natürliche Weise durch die Wirkung chemisch-physikalischer Kräfte, dem Kausalgesetz entsprechend, vor sich gehen, so sucht die neuere Naturwissenschaft auch in der organischen Welt das Walten derselben Naturkräfte und Naturgesetze als zur Erklärung aller Lebenserscheinungen hinreichend nachzuweisen. Dieser Zeitströmung entspricht nun die Deszendenztheorie im hohen Grad und sie fand durch Darwin eine so vielseitige und originelle Begründung, daß sie seither sogut wie allgemein angenommen und allen Forschungen auf dem Gebiete des Lebens zu Grunde gelegt wird.

Gegen das Hauptprinzip Darwins, die Umwandlung und Vervollkommnung der Arten durch die züchtenden Naturkräfte (Selektionstheorie, Darwinismus im engeren Sinn) pflegen allerdings einige Einwürfe erhoben zu werden. So hat Darwin selbst schon auf den häufigen Mangel von Zwischengliedern zwischen den ausgeprägten Formen hingewiesen, während nach der Theorie der allmählichen Umwandlung solche anscheinend allenthalben vorherrschen sollten. Dieser Einwurf wird jedoch durch den Hinweis darauf abgeschwächt, daß gerade zwischen den nächststehenden Formen die Konkurrenz am mächtigsten ist und daher die minder angepaßten Zwischenformen am frühesten verdrängt und vernichtet werden, daß ferner die Arten sich heutzutage nicht immer im Zustande großer Veränderlichkeit befinden (dermaßen zu Abänderung neigende Gattungen wie Hieracium und Rubus zeigen in der That

Zwischenformen genug), daß endlich unsere Kenntnis des ganzen Formenkreises einer Art sowohl bezüglich der lebenden Generation als der vorausgegangenen, namentlich aber bezüglich der Generationen aus ältern geologischen Perioden sehr lückenhaft ist. Ein anderer, gewichtigerer Einwurf geht dahin, daß die individuelle Abänderung anfangs eine sehr geringfügige sei, und daher im Kampfe ums Dasein noch nicht eine vorteilhafte Wirkung äußern könnte; sie werde leicht wieder durch Kreuzung oder andere ungünstige Umstände verwischt und aufgehoben. Deshalb schreibt Moriz Wagner in seiner Migrationstheorie oder besser Separationstheorie der räumlichen Trennung einzelner Individuen von ihrer Stammart die Hauptwirkung bei der Umwandlung der Arten zu, insofern als diese sich nicht mehr mit den typischen Individuen der Stammart kreuzen und in deren Form zurückkehren können und überdies gleichzeitig dem verändernden Einfluß der Existenzbedingungen ihres neuen abgetrennten Wohnortes unterworfen sind und sich so in bleibende neue Arten verwandeln. Aber auch eine solche Isolierung einzelner Individuen leistet noch nicht volle Gewähr für den Erfolg der Zuchtwahl, da die ersten Kolonisten von der Stammart gar nicht oder nur wenig abzuweichen pflegen und erst unter deren Abkömmlingen der die Variation begünstigende Einfluß sich allmählich geltend machen kann, gerade so wie am ursprünglichen Wohnort. Auch erklärt die Migrationstheorie nur räumlich (geographisch) getrennte Varietäten und Arten, nicht aber die im Laufe der Zeit in demselben Gebiete entstandenen. Was aber den Einwurf anlangt, daß die anfangs minimalen Abweichungen der individuellen Variation noch von keinem erheblichen Nutzen für das Tier oder die Pflanze sind und deshalb einen züchtenden Einfluß nicht ausüben können, so führt Darwin näher aus, daß schon geringfügige Abänderungen sich mitunter als Schutzmittel sehr wirksam äußern können, wie die Thatsachen der Schutzfärbung und der Mimicry zeigen, und daß auch geringe Vorteile in der Organisation den betreffenden Wesen zu gute kommen und sich dann steigern können, wie die Entwicklung der Barten der Wale, die Asymetrie der Pleuronektiden, die beide Augen auf derselben Seite haben, der Greifschwanz der Affen u. dgl. Bei zahllosen anderen Abänderungen ist indessen jener Einwand nicht zu entkräften. Viele Arten der Gattung Calamus (Rottang- oder Kletterpalme) sind z. B. dadurch zum Erklettern benachbarter Bäume im tropischen Waldesdickicht trefflich geeignet, daß ihre Blattenden in harpunenartige, mit zurückgekrümmten Haken besetzte Spitzen auslaufen; zweifellos stammen nun doch diese klimmenden Palmen von solchen mit aufrechten Stämmen und normalem Blattbau ab, jedoch nicht den mindesten Nutzen hätte ein Calamus vom ersten winzigen sich Krümmen der Blattenden gehabt; wie also sollte daran eine natürliche Züchtung behufs Schaffens jener höchst zweckmäßigen Klimmharpunen ansetzen?

Da traten in neuerer Zeit erweiterte Einsichten in die Entstehung von Neubildungen der Darwinschen Lehre ergänzend zur Seite. Kerner

v. Marilaun und Weißmann zeigten, wie die Vermischung des Protoplasmas verschiedener Exemplare derselben Art bei der geschlechtlichen Befruchtung sprungweise zu Neuerungen zu führen vermag; und Nägeli wie Warming verfolgten näher die «direkte Anpassung» der Organismen an äußere Lebensbedingungen, d. h. deren Vermögen, auf gewisse, aus ihrer Umgebung auf sie ausgeübte Reize durch Abweichung vom Elterntypus zu reagieren, wodurch eine länger dauernde Beeinflussung von außen anfangs unbedeutende, mithin kaum nützende Variationen im Lauf von Generationen steigern muß, unterstützt hierbei von der natürlichen Zuchtwahl, die etwa schädliche Abweichungen ebenso sicher durch Untergang strafen wie heilsame weiterpflegen wird. Wir blicken somit in das Getriebe einer «Selbstregelung» der Fortentwicklung der Arten durch die Organismen selbst, die nicht blindlings auf Neuerungen sinnen, sondern wie mit Berechnung in einer ihnen segensreichen Weise ablenken vom Elterntypus. Wie merkwürdig ist nicht die von Warming mitgeteilte Thatsache, daß Weizen und Gerste in besonders heißen Sommern ihre Halme mit stärkerer Wachsschicht überziehen, was offenbar die Verdunstung günstig herabsetzt! Bekannt ist, wie manche Pflanzen anders gestaltete Blätter im Schatten hervorbringen als in sonniger Umgebung, andere wieder je nach dem Standort behaart oder kahl auftreten. Die Lichtfülle heißer Gegenden hat gewiß die prangenden Farben so vieler Insekten und Vögel zumal in den Tropen hervorgerufen; gleichwohl hat dieser Reiz keineswegs allgemein die gleiche Wirkung geübt, sonst könnte nicht die Mehrzahl der tropischen Vogelarten matt oder dunkel gefärbt sein. Nach Wallace sind Gewächse mit leuchtenden, schönfarbigen Blumen in den gemäßigten Zonen sogar häufiger als in den heißen.

Trotzdem offenbart sich die örtliche Farbenbeeinflussung ganz deutlich dadurch, daß sehr oft Arten ganz verschiedener Tierfamilien in einer bestimmten Gegend einander gleich gefärbt, ja ähnlich gezeichnet sind, während ihre nächsten Verwandten in anderen Landstrichen hierin ganz von ihnen abweichen. Abgesehen von Mimicry, d. h. dem Nachäffen der schützenden Eigenart von Bewohnern der nämlichen Örtlichkeit, kann dabei auch die chemische Beschaffenheit von Boden und Wasser mit im Spiel sein, denn die Nahrung wirkt, wie wir (S. 39) sahen, mitunter auf die Färbung. Die Raupe von *Papilio Nireus*, einem afrikanischen Tagfalter, wird dunkelgrün, wenn sie vom dunkeln Laub des Orangenbaums lebt, hellgrün dagegen, wenn sie sich von den lichtgrünen Blättern des Waldbaums *Vepris lanceolata* nährt. Das ist zur Erklärung des Weges, auf dem der Schutz der Gleichfärbung mit der Umgebung entsteht, von ersichtlichem Wert, da auch von anderen Raupen die selbstverständlich völlig unbewußte Angleichung der eigenen Farbe an die der jedesmaligen Nährpflanze von Entomologen festgestellt wurde. Jener afrikanische Tagfalter interessiert uns aber noch deswegen, weil er im Puppenzustand die wunderbarste Farbenanpassung verrät: hängt sich die Puppe an einen

Baumzweig, so nimmt sie genau die grüne Schattierung seines Laubes an, an einer Bretterwand hingegen wird sie brettfarbig, an einer Ziegelmauer rot; eine Puppe, die sich gerade an der Stelle befestigt hatte, wo Bretterwand und Ziegelsteingemäuer an einander stießen, färbte sich auf der einen Seite gelblich, auf der anderen rot. Größe und Gestalt der Tiere erweist sich gleichfalls bisweilen örtlich bedingt, offenbar in «direkter Anpassung», ja selbst bei gleichgiltigen Abwandlungen, mithin anscheinend ohne natürliche Auslese. So besitzt Amboina etwas größere Schmetterlinge als sämtliche benachbarten Inseln, soweit diese die nämlichen Arten beherbergen; Celebes verleiht den Flügeln seiner Schmetterlinge der verschiedensten Gruppen eine eigentümliche Gestaltveränderung und Vergrößerung.

Die Deszendenztheorie findet aber noch in mehrfacher Richtung eine wichtige Unterstützung. Verschiedene Thatsachen namentlich der geographischen Verbreitung der Tiere und Pflanzen lassen sich nur aus der Abstammung der heutigen Arten von gemeinsamen Stammarten genügend erklären, die sich zu ihnen verwandtschaftlich verhalten wie Eltern zu ihren Kindern.

Geographische Thatsachen für die fortschreitenden Entwicklung. Räumliche Zusammengehörigkeit verwandter Formen. Die gegenwärtige Verbreitung der organischen Wesen ist aus den natürlichen Lebensbedingungen allein nicht zu erklären. Klima, Boden und Nahrung sind für Pflanzen und Tiere unerläßliche Bedingungen ihrer Existenz. Aber diese Lebensbedingungen machen nur begreiflich, warum Wesen mit andern Lebensbedingungen an diesem Orte nicht existieren und nur bestimmte organische Wesen daselbst ihr Leben fristen können; sie lassen uns aber gänzlich darüber im Dunkel, wie diese lebenden Wesen dahin gelangt sind und warum sie nicht an andern Orten mit gleich günstigen Lebensbedingungen vorkommen. So giebt es gewiß in der neuen und alten Welt zahlreiche Örtlichkeiten mit gleichen Lebensbedingungen, während Pflanzen und Tierwelt daselbst gänzlich verschieden sind. Australien, Südamerika und Südafrika haben zwischen 25—35° südlicher Breite außerordentlich ähnliche natürliche Verhältnisse, und doch ist es unmöglich, drei einander unähnlichere Faunen und Floren ausfindig zu machen, als es die der drei Erdteile auch in der erwähnten Breitenlage sind. So haben ferner die West- und Ostküste von Süd- und Mittel-Amerika unter gleichen Lebensbedingungen fast keinen Fisch, keine Schnecke, keine Krabbe gemeinschaftlich. Andererseits findet man allgemein in abgeschlossenen Land- und Meeresgebieten selbst bei größerer Verschiedenheit der natürlichen Verhältnisse eine auffallende Ähnlichkeit der Tier- und Pflanzenformen untereinander. Jeder Kontinent, jedes abgeschlossene Gebiet zu Land und zu Wasser hat seine eigentümliche Fauna und Flora. So findet man beispielsweise in Südamerika zwei Nandus (Rhea-Strauße), aber weder den echten Strauß Afrikas noch den Emu Australiens. In

der La Plata-Ebene werden unsere Hasen und Kaninchen durch das Aguti *(Dasyprocta)* und die Hasenmaus *(Lagostomus)*, im Wasser der Biber und die Bisamratte durch den Koypu *(Myopotamus)* und Kapybara *(Hydrochoerus)* vertreten. Kurz, allenthalben werden südamerikanische eigentümliche Typen gefunden, und selbst im Boden des Landes sind aus früheren Erdperioden ebenfalls nur amerikanische Typen in ihren Versteinerungsresten zu finden.

Diese Eigentümlichkeit und Zusammengehörigkeit der Faunen und Floren abgeschlossener Erdstriche erklärt sich ebenso wie die Verschiedenartigkeit getrennter Faunen und Floren nach der Entwicklungstheorie auf eine sehr einfache Weise.

Jede Tier- und Pflanzenart ist im Laufe der Zeiten nur einmal und nur an einem Orte der Erde, an ihrem sogenannten Verbreitungsmittelpunkte (Urheimat, Schöpfungszentrum) entstanden. Es konnten sich nämlich nicht leicht die bei ihrer Entstehung zusammenwirkenden Ursachen in der Weise wieder irgend anderswo zusammenfinden, daß hierdurch völlig gleichartige Formen aus einer Stammform erzeugt worden wären. Selbst dort, wo statt der monophyletischen Abstammung von einem Paare die Möglichkeit der polyphyletischen (mehrfachen) Entstehung einer Art gegeben ist, wie bei der Entstehung der einfachsten Organismen und der sogenannten Bastarde, spricht die Wahrscheinlichkeit dafür, daß dieselbe Art nicht an ganz verschiedenen Teilen der Erde gleichzeitig entstanden ist. In dieser Einheit der Verbreitungszentren stimmten auch die Entwicklungs- und die Schöpfungstheorie überein. Von diesem Mittelpunkte aus erfolgte die Verbreitung durch Wanderung, soweit eben die eigenen Kräfte oder die Transportmittel, der Kampf ums Dasein und die Ausgestattung der Erdoberfläche es gestattete. Bei dieser Wanderung wirkten zahlreiche Ursachen abändernd auf die Pflanze oder das Tier ein, und infolge dessen entstanden neue verwandte Formen, neue Arten, welche nun in ähnlicher Weise wandernd und kämpfend vordrangen. Der Verbreitungsbezirk aller dieser ähnlichen und verwandten Arten ist aber ein zusammenhängender, und gleichfalls ergiebt sich, daß selbst Familien und Ordnungen häufig zusammenhängende Verbreitungsbezirke haben und bestimmten Land- und Meeresräumen eigentümlich sind. So sind die Affen der alten und der neuen Welt systematisch verschieden. So hat beispielsweise unter den Fettpflanzen Amerika seine Kakteen, Afrika die im Habitus ähnlichen, systematisch aber weit verschiedenen Euphorbien und Stapelien. Je weiter übrigens eine Art von ihrem Mittelpunkte gewandert ist, um so mehr pflegen die ihr angehörigen Individuen zu differieren, bei Einwanderungen in sehr heterogene und entfernte Gebiete zeigt sich die Abweichung vom ursprünglichen Typus naturgemäß am größten, denn sowohl die größere Verschiedenheit der Lebensbedingungen als auch der härtere Kampf mit den mitbewerbenden Organismen dieser Gebiete wirken hier in um so höherem Grade verändernd ein.

Getrennte Verbreitungsbezirke. Der Theorie der Schöpfungszentren und der allgemeinen Verbreitung der Art durch Wanderung sowie der damit in Verbindung stehenden Erklärung der zusammenhängenden Verbreitungsbezirke oder der räumlichen Nachbarschaft verwandter, ähnlicher Formen scheinen auf den ersten Blick die getrennten Verbreitungsbezirke mancher Arten zu widersprechen, wie sie auf hohen Bergen, auf ozeanischen Inseln und in getrennten Süßwasseransammlungen vorkommen. Hier stehen wir auch teilweise wirklich vor Thatsachen, welche sich oft nicht aus den gegenwärtigen Verhältnissen erklären lassen, da eine Wanderung durch die jetzt wirksamen Naturkräfte mitunter entweder außerordentlich schwierig oder auch ganz unmöglich erscheint. Eine nähere Betrachtung offenbart aber auch hier das Walten derselben Naturgesetze und führt uns zur Erkenntnis früherer Zustände der Erdoberfläche als der wahren Erklärungsgründe dieser Erscheinungen.

Flora und Fauna hoher Berge. Die Spitzen hoher Berge ragen inselartig in das Luftmeer; sie sind in gewissen Beziehungen ebenso isoliert wie die ozeanischen Inseln und zeigen so wie diese viele Eigentümlichkeiten in Bezug auf ihre Flora und Fauna. Zu den auffallendsten Erscheinungen gehört, daß die höchsten Gipfel der Alpen, der Pyrenäen, des Kaukasus, des Himalaja und der nordamerikanischen Hochgebirge in ihrer Vegetation und Tierwelt mit der Flora und Fauna der nördlichsten Länder eine merkwürdige Übereinstimmung, wenn auch nur selten eine völlige Identität aufweisen. Alle diese Thatsachen deuten auf einen gemeinschaftlichen Ursprung eines Teiles der polaren und alpinen Flora und Fauna. Die vielen identischen Arten (Schneehasen, Schneehühner, viele Arten von Weiden, Ranunkeln, Saxifragen, Moose, Flechten) weisen unwiderleglich darauf hin, daß in einer vorhergehenden Periode der Erdbildung Verhältnisse obgewaltet haben müssen, welche eine Verbindung zwischen den Polarländern und den genannten Gebirgen herstellten und so die Verbreitung dieser Tiere und Pflanzen ermöglichten. Und in der That war in den diluvialen Eiszeiten, die so großartige geologische Spuren zurückgelassen haben, bei der damaligen Verteilung von Wasser und Land und den damaligen niederen Temperaturverhältnissen das Gedeihen und die allgemeine Verbreitung der polaren Flora und Fauna selbst in den tieferen Regionen des damaligen Festlandes sehr leicht möglich. In dem Grade nun, in welchem die Eiszeit einem mildern Klima wich, mußten sich die Pflanzen und Tiere derselben einerseits gegen Norden, andererseits auf die Hochgebirge zurückziehen, um hier die Bedingungen ihrer Existenz zu finden. Die tieferen Stellen des Festlandes bevölkerten sich aber rasch durch Einwanderung solcher Pflanzen und Tiere, denen die veränderten klimatischen Verhältnisse besser zusagten. Und so findet man gegenwärtig auf den Hochgebirgen oasen- oder inselartig zerstreut eine ganz eigentümliche Tier- und Pflanzenwelt, welche von jener der benachbarten Tiefländer sehr bedeutend abweicht und erst im äußersten Norden wieder ihre Analogieen hat.

Daß die Tiere und Pflanzen der Hochgebirge und die des hohen Nordens habituell und systematisch nicht durchgehends identisch, sondern häufig nur ähnlich sind, ist eine neue Bestätigung der Migrations- und Entwicklungstheorie. Offenbar haben wir es hier mit isolierten Formen einer gemeinschaftlichen Stammart zu thun, welche eben durch ihre Isolierung genötigt waren, sich den Lebensbedingungen ihrer neuen Heimat möglichst anzupassen und hierdurch Veranlassung zur Entstehung neuer Arten boten. Als Beispiel können die Steinböcke der Pyrenäen, der Alpen, des Kaukasus und Taurus dienen, oder die rostfarbene Alpenrose der Alpen und die myrtenblättrige der Karpaten *(Rhododendron ferrugineum* und *myrtifolium)*.

Die großartigen Wanderungen und Veränderungen der Tiere und Pflanzen vor, während und nach der Eiszeit geben uns Aufschluß über verschiedene sonst schwer erklärbare Thatsachen in der Verbreitung der Organismen. Sie zeigen uns, wie durch Wechsel im Klima und durch abwechselnde Strandlinienverschiebung, welche Halbinseln zu Inseln, aber auch Inseln zu Halbinseln werden ließ, einzelne Arten an Orte gelangen konnten, wohin sie unter den gegenwärtigen Umständen nie zu gelangen im Stande wären. Das zerstreute Vorkommen europäischer Pflanzenarten und -Gattungen in der ganzen amerikanischen Kordillerenkette, am Himalaja und auf den südlicheren Gipfeln Vorderindiens, auf den vulkanischen Kegeln Javas, sowie das überraschende Vorkommen europäischer Pflanzen im Feuerland, in den Alpen Neuseelands läßt sich nur durch Wanderungen erklären, welche die Pflanzen aus klimatischen und geologischen Ursachen in frühern Erdperioden anzustellen genötigt waren. Da zur Erklärung dieser Wanderungen längs der Gebirgsketten in meridionaler Richtung eine mäßige Erniedrigung der Wärme hinreicht, so konnte gleichzeitig in den Tiefländern der Tropengegenden ganz gut eine tropische Vegetation und Tierwelt sich erhalten.

Die Nordpolarzone als Verbreitungszentrum. Da die gegenwärtigen Kontinente in ihren allgemeinen Umrissen schon vor der Diluvialzeit vorhanden waren, so erklären sich auf ähnliche Weise, wie das zerstreute Vorkommen der alpinen Flora und Fauna, die merkwürdigen Analogieen und Eigentümlichkeiten der Pflanzen- und Tierwelt in der alten und neuen Welt. Geht man nämlich von Norden nach Süden, so findet man in beiden Welten zwar dieselben Tier- und Pflanzenformen um den Nordpol herum, südlich vom Polarkreis dagegen tritt eine Spaltung der Formen ein, so nämlich, daß man häufig unter demselben Breitengrad zwei oder mehrere nah verwandte (vikarierende) Arten findet. Diese Spaltung und Differenzierung wächst mit abnehmender Breite bis zum Äquator, so daß hier schon eine gänzliche Verschiedenheit der Flora und Fauna in der östlichen und westlichen Halbkugel angetroffen wird. Häufig findet man hier nicht nur abweichende Gattungen, sondern selbst vikarierende Familien unter derselben Breite in verschiedenen Weltteilen. Aber auch jenseits des Äquators setzt sich die Differenzierung fort, so

daß es nicht leicht unähnlichere Faunen und Floren giebt als die der Westküste von Südamerika, Südafrika und Australien.

Unter den zahllosen Belegen aus beiden organischen Reichen genügt es, beispielsweise daran zu erinnern, daß es innerhalb des Polarkreises nur eine Art von Fuchs, Bär und Rind giebt; daß etwas südlicher je zwei nah verwandte Arten derselben Gattung leben, wie das Elentier, der Bison, der Landbär der neuen und alten Welt; daß noch südlicher die Differenzierung schon Subgenera, wie bei den Hirschen, Zieseln, und noch weiter südlich deutlich unterschiedene Genera, wie bei den Straußen, Schweinen, Kamelen u. s. w. umfaßt. Ähnlich finden wir in der Zirkumpolar-Flora nur eine einzige Art Birke, nur eine Art Heidelbeere, eine Art Mohn; etwas südlicher aber, sowie wir die Baumgrenze erreichen, ist die Differenzierung bereits ausgesprochen. Fichte, Tanne, Weißbirke, Rotbuche, Erle sind in der alten und neuen Welt durch nah verwandte (für einander «vikarierende») Arten vertreten. Noch weiter südlich kommen bereits Subgenera vor, wie bei den Berberitzen, Brombeersträuchen, Eichen, Ahornarten, oder verwandte Genera, wie Ampelopsis, Taxodium u. dgl. mehr. Sucht man nun das Zentrum solcher systematisch getrennter, aber verwandter Formen auf, von dem sie mutmaßlich ausgegangen sein können, so kommt man stets auf die Nordpolarzone als den gemeinschaftlichen Mittelpunkt dieser Verbreitungsbezirke zurück.

Diese Thatsachen sprechen für einen gemeinschaftlichen Ursprung, wenigstens eines großen Teiles der organischen Wesen der alten und neuen Welt durch ähnliche Wanderungen, wie sie die alpine Flora und Fauna in der Diluvialzeit vollbracht hat. In den zirkumpolaren Landmassen ist die Brücke zu suchen, jene wahre Atlantis, auf welcher nicht nur Polarpflanzen und Polartiere, sondern in noch früheren Erdperioden bei günstigeren klimatischen Verhältnissen, etwa in der pliozänen Zeit, ungehindert Pflanzen und Tiere eines gemäßigteren Klimas von Kontinent zu Kontinent gelangen konnten. Je früher die Einwanderung erfolgt, je weiter Tier und Pflanze sodann infolge klimatischer Änderungen nach Süden zu ziehen gezwungen wurden, je mehr hierbei die einzelnen Arten isoliert wurden, um so stärker mußte die Divergenz ihres Charakters eintreten und um so verschiedenartigere Formen mußten sich herausbilden.

Flora und Fauna der Inseln. Die Flora und Fauna der ozeanischen Inseln bietet gleich der Lebewelt auf hohen Bergen viele Eigentümlichkeiten. Zuerst fällt die Armut dieser Inseln an Arten im Vergleiche mit gleich großen Teilen des Festlandes auf. Trotz dieser Dürftigkeit an Arten ist jedoch die Zahl der endemischen d. h. sonst nirgends vorkommenden Arten oft außerordentlich groß. Die Abwesenheit von Säugetieren (mit Ausnahme der Fledermäuse, die mitunter an schwimmenden Baumstämmen sich anklammernd weite Seereisen machen), der Mangel an Lurchen, deren Laich im Seewasser rasch verdirbt, ist für die meisten von Festlanden weit entfernt liegenden Inseln ebenso

charakteristisch als der Umstand, daß ihre Bewohner stets mit den Bewohnern jener Gegenden am nächsten verwandt sind, von denen aus die Kolonisierung am leichtesten stattfinden konnte. Doch verhalten sich hierin die Inseln außerordentlich verschieden, weshalb es unbedingt notwendig ist, die Inseln vor allem danach zu unterscheiden, ob sie von einem Festland abgegliedert wurden oder von ihrem Ursprung her schon Inseln waren, ferner ob sie alte oder junge Inseln sind.

Die Koralleninseln sowie die vulkanischen Inseln jüngeren Ursprungs haben eine arme, dürftige Mischlingsflora und -Fauna, die sich auf den ersten Blick als solche verrät und durch Besiedlung von den nächstgelegenen Inseln und Festlandstrecken erklären läßt. Hierbei sind die niederen Koralleninseln noch ärmer an Tieren und Pflanzen als die höheren vulkanischen Inseln. Beiden fehlen des öfteren eigentümliche, sonst nirgends vorkommende Arten ganz. Ausgezeichnete Beispiele von Koralleninseln sind die Atolle der Südsee und des indischen Ozeans, am schärfsten vertreten durch die Keelingsinseln, die nur von 20 Pflanzenarten bewohnt sind, welche 19 verschiedenen Gattungen und 16 Familien angehören. Zu den jungen Inselvulkanen gehören: St. Paul und Amsterdam, die nördliche Gruppe der Marianen. Alte Inselvulkane hingegen haben bereits eine reichere Flora und Fauna mit zahlreichen endemischen Arten. Beispiele sind: Madeira, Ascension, St. Helena, die Galapagosgruppe, die Mascarenen.

Unter den Abgliederungsinseln lassen sich frisch abgetrennte von solchen unterscheiden, die sich in der geologischen Vorzeit von einem Festlande abtrennten, sowie von solchen, die als zusammengeschrumpfte Weltinseln zu betrachten sind. Frisch abgetrennte Inseln haben die Flora und Fauna des benachbarten Festlandes ohne eigentümliche Arten; doch sind sie verarmt oder gehen der Verarmung entgegen. Die meisten Küsteninseln, die britischen Inseln und Sizilien sind Beispiele dafür. Alte Abgliederungsinseln hingegen zeigen schon beträchtliche Verschiedenheit gegen das Mutterland, so Tasmanien und vollends Neuguinea, Madagaskar, die Antillen, Japan. Als Überbleibsel früherer kontinentaler Landmassen lassen sich vielleicht die neuseeländische Gruppe (Neuseeland selbst mit seinen Trabanten von den Kermadec-Inseln bis Campbell und Macquarie) und die antarktische betrachten. Ursprüngliche Inseln verdanken immer ihre Lebewesen der Einwanderung von außen. Wie diese ein Spiel des Zufalls genannt werden muß, zeigte uns die Keelingsgruppe in ihrer bunt zusammengewürfelten Flora, deren Spezies fast lauter verschiedenen Gattungen, nahezu auch lauter verschiedenen Familien angehören im Gegensatz zu der in festländischen Floren geltenden Regel, daß die Familien in einer ganzen Reihe von Gattungen, diese wieder in zahlreichen Arten vertreten sind. Wenn die seltsamen spitzschnäuzigen Insektenfresser der Centetiden-Gruppe jetzt nur noch auf Madagaskar und den großen Antillen vorkommen, so beweist das, wie einstens diese Tierform der Ost- und

Westfeste angehörte (man kennt sie in der That aus Miozänschichten Frankreichs), jedoch auf dem Festland überlegenen Feinden erlag, nur in der Stille des Inselfriedens fortzuleben vermochte. Der große Endemismus, den wir auf festlandfernen Inseln gewahren, braucht indessen nicht immer auf das festländische Erlöschen der auf den Inseln dadurch erst endemisch gewordenen Arten zurückzuweisen; er kann auch eine Wirkung von Neuentwicklung sein. So bildete sich das auf Porto Santo ausgesetzte europäische Kaninchen binnen kurzem zu einer viel kleineren, rötlich gefärbten Abart um. Die aus einer unbekannten Vorform auf den Hawaiischen Insel entstandene und noch zur Stunde allein dort vorkommende Schneckengattung *Achatinella* zeigt ihren endogenen Ursprung schon dadurch an, daß ihre 300 Arten (lauter kleine, dem grauschwarzen Lavafelsen des Archipels in ihrer Farbe vollkommen angeglichene Formen) von Insel zu Insel, ja oft von Schlucht zu Schlucht verschieden sind.

Fig. 37.



Großbritannien und Irland. Die lichter schraffierte Fläche bedeutet die umgebende Flachsee bis zu einer Tiefe von 200 *m*.

Die höhere Ausbildung der Säugetierklasse, die dem Tertiäralter und zwar den großen Kontinenten verdankt wird, konnte sich nicht nach Australien fortpflanzen, weil dieses in jener Ära schon von Asien durch den Landeinbruch im Bereich der Kleinen Sunda-Inseln von Asien geschieden war. Alfred Wallace hat nun dargethan, daß wir noch im heutigen Malayen-Archipel unter doch wesentlich gleichartigen Klimaverhältnissen zwei verschiedene Faunen vor uns haben: eine nordwestliche asiatisch-malayische mit asiatischen Typen und eine südöstliche austral-malayische mit australischen Typen (Säugetiere durch die Primordialform der Beuteltiere vertreten, daneben Kakadus und Paradiesvögel). Jene weist also

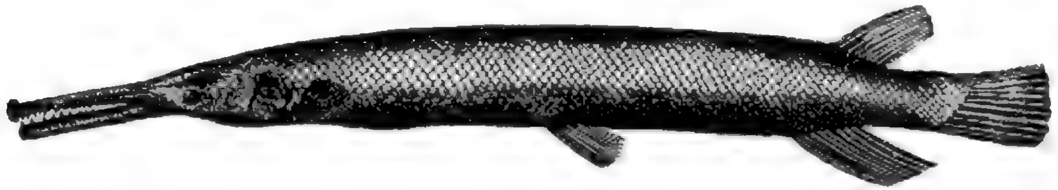
darauf hin, daß die großen Sunda-Inseln und die Philippinen, wie sie noch gegenwärtig durch Flachsee mit dem asiatischen Festland verbunden sind, erst im Verlauf der Tertiärzeit allmählich sich von letzterem losgliederten durch Versinken der Verbrückungsglieder, darum noch von der ostkontinentalen Fortschrittsbewegung des Tierreichs berührt wurde; was aber von kleineren Südostinseln aus dem tieferen Meere aufragt, nach Australien und Neuguinea hin gelegen, trägt als australhaft vortertiäre Abgliederung von der großen Ostfeste auch den konservativen Faunatypus Australiens.

Völlig in Flora- und Faunaschatz dem benachbarten Teil des europäischen Festlands gleichend, ist hingegen die Gruppe der britischen Inseln ein schöner Beweis dafür, wie die Wandelungen der beiden organischen Reiche doch viel längere Zeiträume im allgemeinen beanspruchen, als daß sie sich schon in der verhältnismäßig kurzen Zeitspanne seit Ablauf der Diluvialepoche hätte merkbar machen können in abweichenden Bildungstendenzen hüben und drüben von Nordsee und Kanal. Da der heutige britische Archipel nämlich innerhalb des durch die Tiefenlinie von 200 *m* angedeuteten Festlandsockels mit unserem Kontinent noch bis nach der diluvialen Vereisungszeit festländisch verbunden war, während jener Zeit aber von mächtigem Inlandeis überzogen wurde, so vermochte er erst nach dem Abtauen der großen Gletschereismassen seine neue Lebewelt von Südost zu empfangen, ehe seine letzte Landbrücke (an der Stelle der heutigen Dover-Straße) vernichtet ward. Seitdem in Inseln zerstückt, hat sich keinerlei Neugestaltung im britischen Landraum vollzogen, Flora und Fauna ist daselbst, abgesehen von der insularen Erhaltung weniger inzwischen auf dem Festland ausgestorbenen Arten nur ärmer geworden, auf dem Boden des kleineren Irland noch mehr als auf dem Großbritanniens. Von 22 in Belgien lebenden Reptilien sind z. B. nur 11 Arten in England, nur 5 in Irland zu finden; manche in Großbritannien noch häufige Tiere, wie das Eichhörnchen, die Feldmäuse, der Feldhase, der Maulwurf, alle Schlangen, fehlen in Irland.

Süßwasser-Organismen. Da Seeen und Flußsysteme durch Landschranken in ähnlicher Weise getrennt sind, wie die Inseln durch das Meer oder hohe Gebirge durch den Luftozean, so ist die Verbreitung lebender Wesen in getrennten Seeen und Flüssen eine sehr schwierige. Dessenungeachtet erfreuen sich die Bewohner des Süßwassers im allgemeinen eines viel größeren Verbreitungsbezirkes als die Bewohner des Festlandes. Diese scheinbare Anomalie löst sich auf zweifache Weise. Erstens sind in neuerer Zeit eine Menge Thatsachen bekannt geworden, die das Wandern, oder vielmehr den Transport von Samen und tierischen Keimen zwischen getrennten Wassergebieten, namentlich durch Zugvögel, ermöglichen; andererseits konnte es häufig durch geringe örtliche Höhenwechsel des Landes oder sonstige geologische und hydrographische Veränderungen geschehen, daß Stromsysteme, die früher zusammenhingen, getrennt wurden und umgekehrt. So wurden durch Agassiz in den

verschiedenen Abschnitten des Amazonenstromes ganz verschiedene Fischfaunen nachgewiesen, eine wahrscheinliche Folge davon, daß die Nebenflüsse dieses Riesenstroms ehedem selbständige Flüsse waren, solange noch (in der Tertiärzeit) ein Meeresarm vom atlantischen Ozean bis an den Fuß der Kordilleren reichte, den dann der Amazonas zuschüttete, worauf er der Reihe nach die vorher in jenen Meeresarm einmündenden Flüsse rechts und links in seine Gefolgschaft zwang. Der umgekehrte Fall liegt bei den in die Nordsee mündenden Gewässern vor: die englischen Flüsse gleichen in ihrer Fischfauna auffallend den westdeutschen,

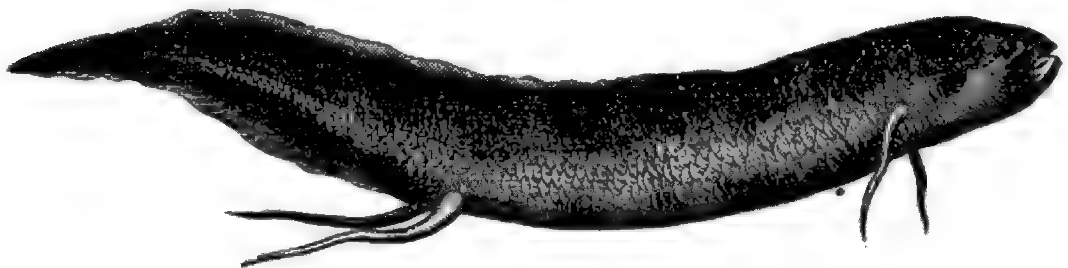
Fig. 38.



Knochenhecht (*Lepidosteus spatula*).

insbesondere dem Rhein, denn der heutige Rhein strömte ja einst nordwärts über den Flachboden der jetzigen Nordsee, die damals noch Land war, und nahm die länger ostwärts sich ausdehnenden Flüsse Großbritanniens als seine linken Nebenflüsse auf. Möglicherweise können auch Salzwasserfische sich langsam ans Leben im Süßwasser gewöhnt und so verschiedene getrennte Stromsysteme in der Umgebung ihrer bisherigen ozeanischen Wohnräume bevölkert haben, wo sie vor ihren marinen Bedrängern Schutz fanden. Bei den viel gleichmäßigeren Existenzbedingungen im Wasser gegenüber denen auf dem Land ist es nicht unerklärlich, daß die betreffenden Organismen trotz der Schwierig-

Fig. 39.



Karamuru (*Lepidosiren paradoxus*).

keit des Vordringens sich allmählich weit in die Landgewässer verbreiteten und unter günstigen Verhältnissen durch die längsten Zeiträume unverändert erhielten. Daher offenbar weist das Süßwasser teilweise so von allen übrigen abweichende Formen uralten Ursprungs auf, wie z. B. die Ganoiden Afrikas (*Polypterus*) und Amerikas (*Lepidosteus*, Fig. 38), den brasilianischen *Lepidosiren* (Fig. 39) den australischen *Ceratodus*. Wir haben also auch hier Thatsachen, welche der Entwicklungstheorie nicht widersprechen, sondern dieselbe sogar unterstützen.

V. Allgemeine Grundzüge der Pflanzen- und Tierverbreitung.

Vorbegriffe und Übersicht. Die Beziehungen der organischen Wesen zu dem Erdganzen lassen sich in verschiedener Weise auffassen. In buntester Mannigfaltigkeit leben Pflanzen, Tiere und Menschen im steten Wechsel der Generationen unter- und nebeneinander. Sie stehen insgesamt in Wechselbeziehungen nicht nur zu einander, sondern auch zu dem Raume, in welchem sie leben. Diese letzteren Beziehungen, die Vorkommensverhältnisse, gestatten, insofern es gilt, Klarheit und Übersicht in die hierher gehörigen, oft sehr verwickelten Erscheinungen zu bringen, einen doppelten Weg der Betrachtung. Die eine Art der Betrachtung geht von den organischen Naturkörpern selbst aus und erforscht den Raum, in welchem eine systematische Einheit derselben (eine Art, Gattung, Familie, Klasse) thatsächlich vorkommt. Man erfährt dadurch die geographische Verbreitung dieser systematischen Einheit, und diese Betrachtungsweise ist der Gegenstand der geographischen Botanik und Zoologie. Die andere Betrachtungsweise wählt eine geographische Einheit, einen Meeresraum oder ein bestimmtes Landgebiet als Ausgangspunkt und überblickt die Lebensformen dieses Raumes in ihrem Nebeneinandervorkommen und ihren wechselseitigen Beziehungen. Hierdurch wird die geographische Verteilung der lebenden Wesen ermittelt, wie sie die sogenannte botanische und zoologische Geographie oder die Pflanzen- und Tiergeographie im engeren Sinn näher behandelt.

Die geographische Verbreitung einer Art, Gattung u. s. f. kann zunächst wieder rein topisch aufgefaßt werden. Jener Teil der Erdoberfläche, in welchem eine bestimmte Art, Gattung u. s f. vorkommt, wird ihr Verbreitungsbezirk genannt. Die topische Verbreitung der Organismen ist selbst wieder eine horizontale oder eine vertikale, erstere in Bezug auf geographische Länge und Breite, letztere in Bezug auf Höhe und (in Gewässern) auf Tiefe. Bei der horizontalen Verbreitung sind von besonderer Bedeutung Polar- und Äquatorialgrenzen, weil die meisten Tiere und Pflanzen in einer vorwiegend westöstlich ausgedehnten Breitenzone vorzukommen pflegen, welche gegen Pol und Äquator schärfer begrenzt ist, als gegen Ost und West. Bei der vertikalen Verbreitung wird in ähnlichem Sinne von einer oberen und unteren Grenze gesprochen, sowohl bei Unebenheiten der Erdoberfläche wie hinsichtlich der verschiedenen Tiefen des Meeres und der Seeen. Außer der topischen Verbreitung kommt noch die physische Verbreitung in Betracht, d. h. das Vorkommen der Organismen an bestimmten Örtlichkeiten innerhalb der Grenzen ihres Verbreitungsbezirks je nach den örtlich gegebenen Verhältnissen von Klima, Boden, Nährpflanzen oder Beutetieren.

Die geographische Verteilung erforscht zuerst die in einem bestimmten Gebiete vorkommenden Arten; sie bestimmt ihre Zahl, ihre

Häufigkeit und die Art und Weise ihres Nebeneinandervorkommens. Die Summe aller organischen Arten eines Gebietes bilden dessen Flora und Fauna. Durch Vergleichung verschiedener Floren und Faunen oder durch Vergleichung der systematischen Gruppen einer bestimmten Flora und Fauna untereinander ergeben sich die weiteren numerischen Verhältnisse, wie sie die Statistik der Pflanzen und Tiere überhaupt ermittelt. In dem Nebeneinandervorkommen habituell ähnlicher und tonangebender Pflanzen und Tiere ist die Physiognomik eines Landstriches in floristischer und faunistischer Beziehung gelegen. Charakteristische Tier- und Pflanzenformen eines bestimmten Gebietes gestatten endlich das Erkennen natürlich abgegrenzter örtlicher Gruppen von Tieren und Pflanzen. Es sind dies die sogenannten Vegetationsformationen und Tiergesellschaften oder Kolonieen sowie die natürlichen größeren und kleineren Floren- und Faunen-Bezirke, deren größte Oberabteilungen dann als Floren- und Faunen-Reiche oder auch (bei der Höhenverteilung) als Zonen und Regionen bezeichnet werden.

Die Vorkommensverhältnisse der Organismen erklären sich zum Teil aus den biologischen Thatsachen, wie aus der Vermehrungs- und Wanderfähigkeit der organischen Wesen, ferner aus den natürlichen Existenzbedingungen des betreffenden Wohnraums. Jene Thatsachen nämlich üben teils einen ausschließenden, teils einen umändernden Einfluß auf die organischen Wesen aus. Jedoch weder die biologischen Thatsachen noch die geographischen Verhältnisse allein erklären vollständig das gegenwärtige Vorkommen der organischen Wesen. Dieses ist wesentlich hervorgegangen aus der Verteilungsweise der Organismen in der Vorzeit unserer Erde, und erst unter Mitberücksichtigung dieser letzteren erhellt die Ursächlichkeit in der gegenwärtigen Verteilung der Geschöpfe, die, so gewiß die Flora und Fauna der Jetztzeit abstammt von derjenigen vorangegangener Erdperioden, niemals zur Genüge aus denjenigen Umständen zu deuten ist, welche die heutige Forterhaltung der Lebewesen bedingen.

Verbreitung der Arten. *a)* Allgemeines. Es gibt sehr seltene Arten, von welchen nur ein Fundort, ja in vereinzelten Fällen nur ein einziges Exemplar bekannt ist. So erzählt Humboldt von einem großen stattlichen Baum aus der Familie der Bombazeen, dem berühmten *Macpalxochiguahuitl* der Mejicaner *(Cheirostemon platanoides)*, daß er nur in einem Exemplar existieren soll, welches von den Königen von Toluca vor 500 Jahren gepflanzt wurde. So kultivirt der k. k. Hofgarten in Schönbrunn ein altes ehrwürdiges Exemplar der *Fokea capensis Endl.*, einer Kappflanze aus der Familie der Asklepiadeen, die seither wenigstens nicht wieder gefunden wurde. So wurde im Laboratorium der technschen Hochschule in Wien ein merkwürdiger Pilz *(Myelomyces Schrötteri Reiss)* auf einer alten Kasein-Lösung entdeckt und seither nicht

wieder beobachtet. In ähnlicher Weise findet man in jedem größeren zoologischen und botanischen Museum sogenannte Unika. Mitunter ist es nur die Lückenhaftigkeit unserer Kenntnisse und die Neuheit der Entdeckung, welche manche Arten in den Ruf großer Seltenheit bringt. Auch das Streben der Tier- und Pflanzenzüchter geht dahin, immer neue Formen zu erzeugen, die naturgemäß anfangs sehr selten sind. In vielen Fällen aber ist die große Seltenheit thatsächlich in der Natur begründet und erklärt sich aus zwei entgegengesetzten Ursachen. Es giebt Arten, die im Aussterben begriffen sind und sich nur noch an einzelnen Fundorten unter günstigen Umständen erhalten haben. Bekannt ist die jetzige Einschränkung des europäischen Bisons (Wisent) auf wenige Teile des Kaukasus (außer dem Bialowitzer Forst in Russisch-Litauen, wo der Wisent künstlich gehegt wird) sowie des amerikanischen Bisons, der durch übermäßige Verfolgung gegenwärtig fast nur noch nordwärts der Grenze der Vereinigten Staaten in einem engumschränkten Raum des inneren britischen Nordamerika (westlich vom Athabaska-See) fortlebt. Ein interessantes Beispiel einer nur von einem Fundort bekannten Pflanze ist die berümte *Wulfenia carinthiaca Jacq.* aus dem oberen Gailthale Kärntens. So häufig man diese schöne zu den Rachenblütlern gehörige (mindestens schon seit der Miozänzeit das Gebirge bewohnende) Alpenpflanze auf der Kühweger Alpe und einer zweiten benachbarten Alpe daselbst antrifft, hat man sie anderweitig nirgends gefunden und es ist nicht anzunehmen, daß eine so auffallende Pflanze der Aufmerksamkeit der Botaniker entgangen wäre. In anderen Fällen ist der Grund der großen Seltenheit mancher Arten gerade umgekehrt die neue Entstehung derselben und die Schwierigkeit ihrer Ausbreitung durch Vermehrung und Wanderung. Hierin ist die Hauptursache der großen Seltenheit mancher natürlichen Bastarde im Pflanzen- und Tierreiche zu suchen. Aber auch andere neu entstehende Arten sind gegenüber ihren Stammformen als rein örtliche Formen in ihrer Verbreitung anfangs sehr beschränkt und daher oft sehr selten.

Die meisten Pflanzen und Tiere kommen an mehreren oder zahlreichen Fundorten vor, wobei wieder zu unterscheiden ist, ob sie an jedem Fundort nur in wenigen oder in zahlreichen Exemplaren vorhanden sind, je nachdem sie zerstreut (sporadisch) oder gesellig leben. Aus der Zahl der Fundorte und der Art der Geselligkeit ergiebt sich der Begriff der Häufigkeit einer Art. Trägt man die Fundorte einer Art und ihre Ausdehnung in eine topographische Karte ein, so erhält man ein Bild der Verbreitung dieser Art, welches aus inselartig zerstreuten Gruppen oder Kolonieen der Individuen sich zusammensetzt und in seiner Gesamtheit den Verbreitungsbezirk oder den Wohnort der Art darstellt. Diesen darf man sich daher nicht von den Individuen einer Art ganz erfüllt denken. Außer den oft sehr großen Lücken zwischen den einzelnen Fundorten sind die Individuen selbst wieder zerstreut und in allen diesen Lücken haben sich in der Regel Individuen anderer Arten angesiedelt, wie es das Zusammenleben von Pflanzen und Tieren mit sich bringt.

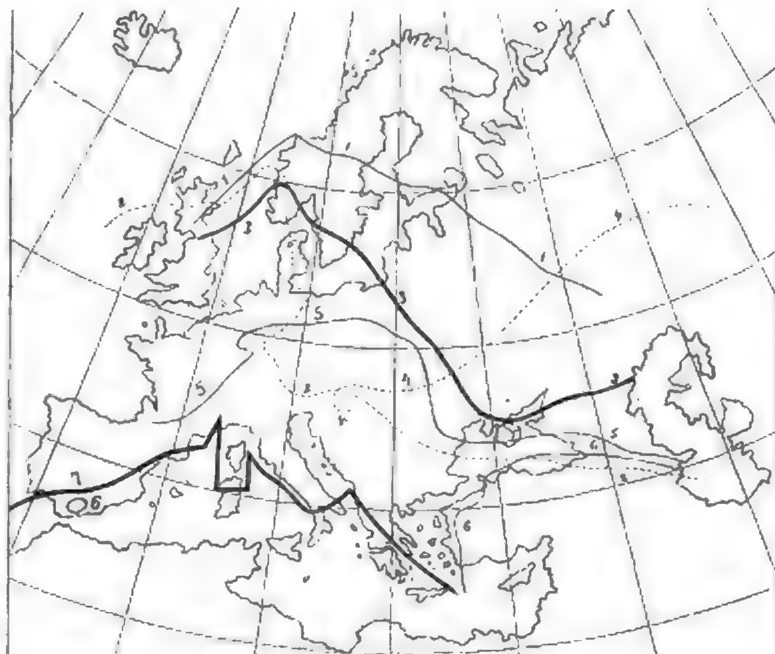
An dem Verbreitungsbezirk ist zunächst seine Ausdehnung, Gestalt und Gliederung zu unterscheiden. Hierin ist die größte Mannigfaltigkeit gegeben. Wie es Pflanzen und Tiere giebt, die nur an einem Fundort, also nur an einem Punkte der Erdoberfläche vorkommen, so giebt es wieder im Gegensatz dazu einige kosmopolitische Pflanzen und Tiere, die, wenn auch nicht über die ganze Erdoberfläche, so doch über einen großen Teil derselben verbreitet sind und in den verschiedensten Zonen, Klimaten und Regionen vorkommen. So findet man das Hirtentäschel *(Capsella bursa pastoris)*, das Gänseblümchen *(Bellis perennis)*, das jährige Rispengras *(Poa annua)* und manche Unkräuter, wie die Gänsedistel *(Sonchus oleraceus)*, die Brennessel *(Urtica urens)*, den schwarzen Nachtschatten *(Solanum nigrum)* u. dgl. m. in allen Weltteilen verbreitet. So sind mit dem Menschengeschlechte der Haushund, die Stubenfliege, manche Arten von Ungeziefer kosmopolitisch geworden; aber auch manche nicht verschleppte Arten, wie der bekannte Distelfalter, kommen auf den entgegengesetztesten Punkten der Erdoberfläche vor, und auch von Meerestieren sind einige, wie der Potwal, in fast allen Meeren zu finden. Im allgemeinen ist jedoch die Zahl der sehr verbreiteten Pflanzen äußerst gering. Nach A. de Candolle giebt es nur 18 Pflanzenarten, welche über die Hälfte des Festlandes verbreitet sind, und nur 117, die mindestens ein Dritteil der Erde bewohnen. Am weitesten verbreitet sind Wasserpflanzen und Hygrophile, die Unkräuter und einige Sporenpflanzen (Kryptogamen). Viel häufiger ist der Fall sehr beschränkter Verbreitungsbezirke von Pflanzen und Tieren. So giebt es zahlreiche Beispiele sogenannter endemischer Pflanzen und Tiere auf einzelnen zerstreuten Inseln, wie auf St. Helena, Tristan da Cunha, Juan Fernandez, den Galapagos-Inseln u. s. f. Auch Gebirge, ja einzelne Hochgebirgsgipfel haben ihre endemischen Arten, wie später noch näher erörtert werden soll. Aus einer sehr großen Zahl von Beobachtungen hat A. de Candolle das mittlere Areal der Pflanzenarten auf den 150. Teil der festen Erdoberfläche, d. i. auf rund 900.000 Quadratkilometer (also nicht ganz die doppelte Größe des Deutschen Reichs) berechnet. Es giebt aber mehrere Tausende von Pflanzenarten, deren Verbreitungsbezirk kleiner ist als der hunderttausendste Teil der festen Erdoberfläche oder 1355 Quadratkilometer (was etwa der Größe des Herzogtums Altenburg) entspricht.

Bisweilen sind die Fundorte von Pflanzen und Tieren durch weite Länder, Meere, Gebirge getrennt. So sind manche lappländische Pflanzen auf den Bergen Schottlands und Nordamerikas und gleichzeitig in den Alpen und Pyrenäen zu finden. So giebt es Arten, die in Europa oder Alschier und zugleich in den durch weite Meere und Wüsten getrennten Hochgebirgen Abessiniens wachsen. Ja es giebt Pflanzen, die Europa mit Australien, mit dem Feuerlande und anderen Gegenden der südlichen Hemisphäre gemein hat, ohne daß sie in den Tropenländern angetroffen werden. Hierher gehören hauptsächlich Gebirgspflanzen,

Wasserpflanzen, einige Holzpflanzen mit großen Samen und Früchten sowie einige tropische Gewächse, die in Asien, Afrika und Amerika vorkommen. Die geographische Verbreitung der Tiere zeigt ähnliche getrennte oder unterbrochene Verbreitungsbezirke. Das Vorkommen des afrikanischen Straußes in verschiedenen Teilen Afrikas sowie in Arabien, des Murmeltieres in den Zentralkarpaten und in den Alpen, der Gemsen in den spanischen Gebirgen, den Alpen, Karpaten, auf den höchsten Gebirgszinnen der Balkanhalbinsel und im Kaukasus gehört hierher.

Die Gestalt der Verbreitungsbezirke ist meist sehr unregelmäßig und nähert sich nur selten der Kreisform. Gewöhnlich bilden die Verbreitungsbezirke Ellipsen, die zumal in der gemäßigten Zone sich von West nach Ost, in den Tropenländern bisweilen auch von Nord nach Süd erstrecken. Der Kreisform nähern sie sich bei einigen zirkumpolaren Arten.

Fig. 40.



Die Polargrenzen von 7 Holzpflanzen Europas. Nach A. de Candolle 1. Esche (*Fraxinus excelsior*). 2. Stechpalme (*Ilex aquifolium*). 3. Rotbuche (*Fagus silvatica*). 4. Zwergmandel (*Amygdalus nana*). 5. Tanne (*Abies pectinata*). 6. Pontische Alpenrose (*Rhododendron ponticum*). 7. Zwergpalme (*Chamaerops humilis*).

Die Grenzen der Verbreitungsbezirke erscheinen als sehr unregelmäßige, ganz eigentümliche Linien, welche weder mit dem Gradnetz noch mit den Landumrissen und ebensowenig mit den klimatischen Grenzlinien oder denen der geologischen Formationen vollständig übereinstimmen. Nur in verhältnismäßig seltenen Fällen sind die Grenzen rein geographisch, insbesondere durch den Küstenverlauf, Gebirgszüge, Wärme- oder Niederschlagsgrenzen gegeben. In der Regel üben die Wander- und Ernährungsverhältnisse einen weit größeren Einfluß aus und verwischen daher jene Übereinstimmung mehr oder weniger.

Der vollkommen unregelmäßige Verlauf der Verbreitungsgrenzen ist aus obigem Kärtchen (Fig. 40) zu entnehmen, in welchem die Polargrenzen von 7 europäischen Holzpflanzen eingetragen sind. Keine derselben stimmt mit dem Landumriß, dem Netz der Gradlinien oder den Wärmelinien überein. Sie verlaufen aber auch nicht untereinander parallel,

sondern durchkreuzen sich im Gegenteile mehrfach. Während die Polargrenzen der Esche, der Rotbuche, der Tanne und Zwergpalme (1, 3, 5 und 7) noch mit den Isothermen eine gewisse Analogie darin besitzen, daß sie im Westen von Europa am weitesten gegen Norden vorrücken, im Osten aber sich bedeutend gegen Süden zurückziehen, zeigen die Zwergmandel und die pontische Alpenrose (4 und 6) das entgegengesetzte Verhalten, und die Polargrenze der Stechpalme (2) durchkreuzt unregelmäßig die Grenzen der Esche, Rotbuche und Tanne (1, 3 und 5). Dabei bemerken wir neben dem kaukasisch-kleinasiatischen Verbreitungsbezirk der pontischen Alpenrosen noch einen weit von diesem entlegenen, eng umschränkten im südlichen Spanien: dieser erklärt sich allein geschichtlich daraus, daß einst diese Alpenrose, die bei der mäßigen Frosttemperatur von — 2° erfriert, einst durch den Süden Europas bis nach Tirol verbreitet war, vor dem kälter gewordenen Alpenklima aber im Verlauf der Quartärzeit zurückgewichen ist.

Am meisten stimmen noch die Polar- und Äquatorialgrenzen bei der horizontalen Verbreitung und die oberen und unteren Grenzen bei der vertikalen Verbreitung mit klimatischen und insbesondere Wärmelinien, weshalb die letzteren so häufig zur Erklärung der ersteren benutzt wurden. An den Ost- und Westgrenzen hingegen sowie an den seitlichen Grenzen der Höhenregion sieht man ganz auffallend, daß nicht allein das Klima, sondern auch mancherlei örtliche Verhältnisse es sind, welche der Verbreitung oft unübersteigliche Grenzen setzen. Daß diese sodann für jede Art selbst wieder verschieden sind, ist aber daraus zu entnehmen, daß die Verbreitungsgrenzen der Pflanzen und Tiere auch untereinander nicht parallel verlaufen, sondern die eigensinnigsten Form-Eigentümlichkeiten zeigen.

b) Verbreitung einzelner Pflanzenarten. Um zu zeigen, wie eigentümlich sich die Verbreitung einzelner Pflanzenarten gestaltet, und wie verschieden die Ursachen ihres Vorkommens oder Nichtvorkommens sein können, möge hier als Beispiel die Verbreitung einer wildwachsenden Pflanze, der Rotbuche, und einer Kulturpflanze, der Weinrebe, eingehender besprochen werden. Beide gehören zu den auffallenden, tonangebenden und wichtigsten Holzpflanzen einer Gegend, die nicht übersehen werden können und deren Verbreitung daher sehr genau bekannt ist.

Die Rotbuche *(Fagus silvatica L.)* bildet geschlossene Bestände in West-, Mittel- und Süd-Europa. Sie gehört zu den Charakterpflanzen dieses Erdteils, obwohl sie im Süden desselben nur als Bergbewohnerin auftritt. Um ihre Verbreitung genauer kennen zu lernen, ist es notwendig, ihre Polargrenze, Äquatorialgrenze, und ihre vertikale Verbreitung abgesondert zu betrachten. Die Polargrenze der Buche als wildwachsende Pflanze reicht in Großbritannien mit Sicherheit nur bis Northumberland; sie gedeiht zwar auch in Irland und im südlichen Schottland, hier bis in die Breite von Edinburg, wo sie noch Früchte reift, doch ist

sie hier nur vom Menschen eingeführt. In Norwegen erreicht die Polargrenze ihre höchste Nördlichkeit bei Stegen (67° 56'), größere Buchenwälder trifft man indessen dort nur an der Südostküste bei Laurvig; in Schweden reicht die Buchengrenze im Westen bis 59°, im Osten bis 57°. In Deutschland findet sich gegen Nordosten der letzte Standort der Buche zwischen Danzig und Königsberg. Darauf senkt sich die Polargrenze ziemlich steil nach Südosten, zieht nordöstlich von Warschau vorüber in den Westen von Volynien, Podolien und Bessarabien; die Bukowina hat noch ausgedehnte Buchenwaldungen und führt nach dem slawischen Ausdruck *buk* für die Rotbuche (der übrigens aus den germanischen Sprachen entlehnt ist) ihren Namen, der also soviel wie Buchenland bedeutet. In den Steppen des südlichen Rußlands fehlt die Buche gänzlich. Sie findet sich aber wieder im Küstengebirge der Krim und in Kaukasien, geht sodann durch Talysch nach Gilan und Masanderan wie auch nach Armenien und Kleinasien. Endlich tritt sie noch einmal ganz unerwartet in den Bergwäldern Japans auf. — Die europäische Äquatorialgrenze der Buche zieht längs dem kastilischen Scheidegebirge hin, über den Etna und durch Mittelgriechenland, wo das Oxya-Gebirge (38° 45') im Westen des Öta nach dem neugriechischen Ausdruck für Rotbuche (*ὀξυά*) benannt ist. Selbst in Südfrankreich (Languedoc und Provence) kommt die Buche nicht im Tieflande vor. Längs dem Rhonefluß erscheint sie erst bei Lyon (46°) in der Ebene. Es ist eine merkwürdige Thatsache, daß die Buche im Süden weder von den Alpen, noch vom Apennin oder den Gebirgen der Balkan-Halbinsel bis in die Ebenen oder an die Meeresküsten hinabsteigt. Sie fehlt den Tiefländern an der untern Donau und selbst der großen ungarischen Tiefebene ebenso wie den südrussischen Steppen gänzlich.

Die vertikale Verbreitung der Rotbuche ist in den von ihr bewohnten Gebirgen sehr verschieden. Im allgemeinen erheben sich die obern und die untern Grenzen mit der Abnahme der geographischen Breite; unter derselben Breite erniedrigen sie sich ostwärts. In England erhebt sich die Buche nur 90—180 *m* über das Meer, auch in Norwegen nur bis 260 *m*; am Böhmerwald steigt sie auf 1040 *m*, sie belebt das Waldbild des Scheitels der hohen Eule im Glatzer Land bei 1014 *m*, erhebt sich im Riesengebirge (jedoch nur in Strauchform) auf 1200 *m*, in den siebenbürgischen Karpaten auf 1300 *m*, ebenso hoch in den Westalpen, in den Ostalpen auf 1400—1500 *m*, in den französischen Pyrenäen (Canigou) auf 1600 *m*, im Mittel-Apennin wie in Griechenland und im Pontischen Gebirge auf 1800 *m*, im südlichen Apennin und im Kaukasus auf 2000 *m*, am Etna auf 1770 *m* (Nord- und Westseite) oder 2160 *m* (Süd- und Ostseite). Wie viel dabei von der Auslage des Standorts abhängt, zeigte uns soeben der Etna, desgleichen erreicht die Buche auf den Kalkalpen Nordtirols zwar durchschnittlich 1430 *m*, an der Sonnenseite der Berge jedoch steigt sie noch 149 *m* über dieses Mittel, bleibt hingegen an der Schattenseite 112 *m* darunter zurück; am Gran Sasso erklimmt sie ihre 1800 *m* bloß auf der Südseite des Berges, reicht dagegen auf der Nordseite nur bis 1650 *m*. In der Regel aber verkrüppelt

die Buche zur Strauchform, ehe sie ihre alleroberste Grenze erreicht. Eine untere Grenze wird bei der Verbreitung der Buche nur im Süden und Osten des Verbreitungsbezirkes beobachtet. So geht dieselbe am Mont Ventoux nicht unter 310 *m*, in den kantabrischen Gebirgen nicht unter 490 *m*, auf der italienischen Seite der Alpen nicht unter 935 *m*, in Istrien nicht unter 487 *m*, in der europäischen Türkei nicht unter 290 *m*, im Mittel-Apennin nicht unter 1056, am Etna nicht unter 1230, in Griechenland nicht unter 1300 *m* herab.

Die natürliche Beschaffenheit des Verbreitungsbezirkes der Rotbuche ist nicht ganz leicht zu definieren. In chemischer Beziehung sollte die Buche, wie man früher meinte, Kalkboden vorziehen, im krystallinischen Schiefergebirge wenigstens die Nähe von Urkalk und Kalkglimmerschiefer lieben. Vortrefflich gedeiht sie in der That auf dem Kreideboden der Insel Rügen wie an den Kreideküsten Englands oder auf dem kalkhaltigen Basaltboden unserer hessischen Gebirge und des Siebengebirges. Indessen fand Philippson das nur sporadische Vorkommen der Buchenwälder in Nord- und Mittelgriechenland gerade dadurch bedingt, daß sie den sehr verbreiteten Kalkstein meiden, dagegen Glimmerschiefer, Serpentin und Flyschsandstein nebst Flyschschiefer bevorzugen, was offenbar auf dem Vermögen dieser Gesteinsarten beruht, das Wasser sich besser zu bewahren, folglich kühler zu bleiben (vgl. oben S. 22) und somit die Buche das heißtrockne Mittelmeerklima besser vertragen zu lassen. Was die klimatischen Verhältnisse anbelangt, so glaubt Grisebach annehmen zu müssen, daß dieser Baum, der bei 10° mittlerer Tagestemperatur sich belaubt und bei 7.5° seine Blätter wieder verliert, mindestens 5 Monate mit einer durchschnittlichen Tagestemperatur von 10° oder darüber gebraucht, um seine Jahresentwicklung vom Laubausschlag bis zur Fruchtreife zu vollenden. Daß es nicht die Härte des Winters ist, welche das Vordringen der Rotbuche in den Nordosten Euopas hindert, ersieht man daraus, daß sie im Gebirge stets weiter aufwärts verbreitet ist als die Eiche, die offenbar nur deshalb jene so weit überflügelt beim Vordringen durch ganz Mittelrußland, weil sie ihre physiologischen Vorrichtungen dem festländischeren Klima Osteuropas anzupassen vermag: sie belaubt sich zwar erst bei höherer Temperatur als die Rotbuche, weshalb bei uns während des Buchenausschlags im Mai die Eichenwaldung noch kahl zu stehen pflegt, aber ihr Laubfall, der um Brüssel bei einer Temperatur von 7.5° eintritt, verzögert sich in der Petersburger Gegend (an der Polargrenze der Eiche) bis Ende Oktober, nämlich bis die Temperatur unter 2.5° gesunken ist. Besonders scharf macht sich das Höherreichen der Buche gegenüber der Eiche gerade in dem östlichsten Gebirge Europas bemerkbar, das beide Waldbäume vereinigt: auf dem Gebirge der Krim ist die Eichenregion als die untere deutlich geschieden von der Buchenregion, die als oberster Waldgürtel die baumlose Jaila, d. h. die oberste Mattenregion wie mit einem grünen Kranz umgiebt. Auf den griechischen Gebirgen stehen die Buchen ebenfalls an der Waldgrenze, neben oder sogar über den Nadelhölzern. Wenn sie aber eben dort, z. B. am Pindus,

bei weitem nicht so tief am Abhang hinabreichen wie Tannen und Schwarzkiefern, so hält sie wahrscheinlich die größere Sommerdürre des unteren Gehängestreifens sowie der Niederung, wie sie vom Mittelmeerklima bedingt wird, vom tieferen Herabsteigen hier wie anderwärts in unserem Süden ab. Auch in Südrußland beobachtet man, wie die Buche weniger weit nach dem Raum der Steppendürre sich vorwagt als die Eiche. Die Trockenheit des Sommers scheint ihr also die Äquatorialgrenze zu setzen, umgekehrt wie die Tropenregen die Südgrenze der Dattelpalme bestimmen.

Unsere Weinrebe *(Vitis vinifera)* ähnelt in ihrer Verbreitung nach Nordosten einigermaßen der Rotbuche, hat aber im ganzen ein viel größeres Verbreitungsgebiet als diese, denn sie bewohnt alle Mittelmeerlande bis nach Nordafrika und reicht tief nach Asien hinein. Ja sie ist sogar am Kaukasus und ums Mittelmeer seit Alters einheimisch, im mitteleuropäischen Rhein- und Donaugebiet hingegen erst seit der römischen Kaiserzeit angebaut. In Transkaukasien klettert die wilde Rebe, ohne eine eigentliche Schlingpflanze zu sein, mit Hilfe ihrer Ranken in die Baumwipfel hinauf, wie man sie auch als Kulturgewächs mitunter z. B. in Südeuropa von Baum zu Baum ranken läßt. Von Haus aus also wohl ein Erzeugnis schattiger Wälder, wurde sie bei der künstlichen Ausdehnung nach nördlichen Gegenden an sonnigen Bergabhängen und nahe dem Boden gezogen, um der erforderlichen Wärme zum Reifen der Trauben teilhaftig zu werden. In West- und Mitteleuropa geht die jetzige Polargrenze des Weinbaus wenig über die Juli-Isotherme von 20° hinaus (während man im Mittelalter sauere Trauben selbst in England und in den deutschen, ja sogar russischen Ostseeprovinzen kelterte). Sie hebt sich von der südlichen Bretagne (47½°) über Paris an die Maas, die sie zwischen Lüttich und Maastricht überschreitet, wendet sich dann über den Rhein bei Bonn, zieht durch Hessen, Thüringen und Sachsen nach Nordschlesien (Grünberg) und erreicht im südwestlichen Posen (Kreis Bomst) nördlich vom 52. Parallelkreis ihre höchste Nördlichkeit. Hierauf fällt sie ähnlich steil wie die Buchengrenze nach Südosten ab, geht jedoch durch die südrussische Steppe, wo noch bei Astrachan die süßesten Trauben reifen, bis nach Turan und ins Tarimbecken Ostturkestans. In Nordchina baut man unsere Rebe seit 122 v. Chr.; dort wie am Amur giebt es zwar einheimische, jedoch nicht bauwürdige Rebenarten.

Eine Sommerwärme, die im Mittel des wärmsten Monats mindestens dicht an 18° heranreicht, scheint demnach für einen zur Kelterung genügenden Weinwuchs nötig zu sein. Indessen wenn es nur hierauf ankäme, so würde sich der Weinbau vom Bomster Kreis nach Nordosten bis ins mittlere Rußland erstrecken; hat doch Moskau einen heißeren Juli als Paris. Die Winterkälte hindert die Rebe nicht an diesem Vordringen; erst von — 21° ab wird sie mit Erfrieren bedroht, und selbst noch härtere Frosttemperaturen überdauert sie, wenn man sie im Herbst niederlegt und mit Erde überdeckt, wie das schon in Rumänien ge-

schieht, oder wenn man sie den Winter über in den Erdboden vergräbt wie in Ostturkestan. Vielmehr hemmt die gen Nordosten zu sehr beengte Vegetationszeit die Ausbreitung des Weinbaus ins Innere von Rußland hinein. Ähnlich der Buche verlangt die Weinrebe eine Dauer von 6—7 Monaten vom Laubtrieb bis zum Laubfall; späte Frühjahrswärme und frühzeitige Herbstkälte ist ihr feindlich. Spät- wie Frühfröste hemmende Nähe von Wasserspiegeln bevorzugt sie zumal an ihrer Polargrenze. Zur rechten Fruchtreife bedarf sie aber vor allem einen noch warmen September, wie er ihr z. B. in Ungarn gewährt ist. Grisebach erachtete 15° als Mindestmaß des Septembermittels für einen kelterbaren Wein. Das zwar trifft nicht einmal an der Mosel und am Rhein überall zu, wenn jedoch gar zu bald nach Anfang September die Tage schon beträchtlich kälter werden als 15°, erlangt allerdings der Wein kein Feuer mehr.

Anders steht es mit der Polargrenze des Weinbaus in Westeuropa. Nordwest-Frankreich, das südliche England, die Niederlande hätten genügende Sommer- und Herbstwärme und erst recht vollgenügende Vegetationszeit für Anbau der Rebe, jedoch gebricht es diesen Landen mit ihrer wolkigeren Atmosphäre am nötigen Sonnenlicht. Sonst könnten Brest, London, Utrecht mit Weingärten umschmückt sein, da ihr Sommer ungefähr dem von Paris und Trier gleichkommt, ihr Herbst aber viel wärmer ist als längs der Nord- und Nordostgrenze des europäischen Weinbaus.

Lange Regenlosigkeit des Sommers übersteht die Rebe mit fröhlich weitergrünendem Laub dank ihrer tiefwachsenden Wurzel, die selbst in den Tagen größter Dürre noch unterirdisches Wasser findet. So baut man noch in Iran, Arabien, Ägypten und den Oasen der Sahara Wein, z. B. in der Oase Dachel dicht am 28. Parallelkreis; in Kalifornien mit seinen äußerst regenarmen Sommern hat sich unsere Rebe gleichfalls von 34 bis jenseit 38° d. Br. bestens eingebürgert, während sie im regnerischen Osten der Vereinigten Staaten es nicht aufzunehmen vermag mit den 13 einheimischen Rebenarten Nordamerikas, die freilich auch gegenüber der Reblaus ungleich widerstandsfähiger sich bewähren. Jenseit des Tropengürtels weisen abermals die sonnigsten Länder den besten Weinbau auf: das Kapland, Australien, das nördliche Chile. Im Tropengürtel selbst dagegen ist die heißfeuchte Luftbeschaffenheit der Rebe undienlich. Daher finden wir ihren Anbau dort nur in zwei Hochlanden: in Mejico und Abessinien; in Abessinien heißt sogar die mittlere Höhenstufe (1800—2400 *m*), die bei nur 16—20° Jahreswärme zugleich trockner ist als die untere, nach ihrem uralten Weinbau die Woina-Dega, d. h. das Wein-Hochland.

In der Höhenverbreitung erreicht der Weinstock bei weitem nicht die Rotbuche, die eine um 1—2 Monate kürzere Vegetationszeit beansprucht, kennt dafür aber auch abwärts keine Dürregrenze im Mittelmeerklima. Wenn der Weinbau in der Schweiz bis 500 *m*, in Siebenbürgen unter

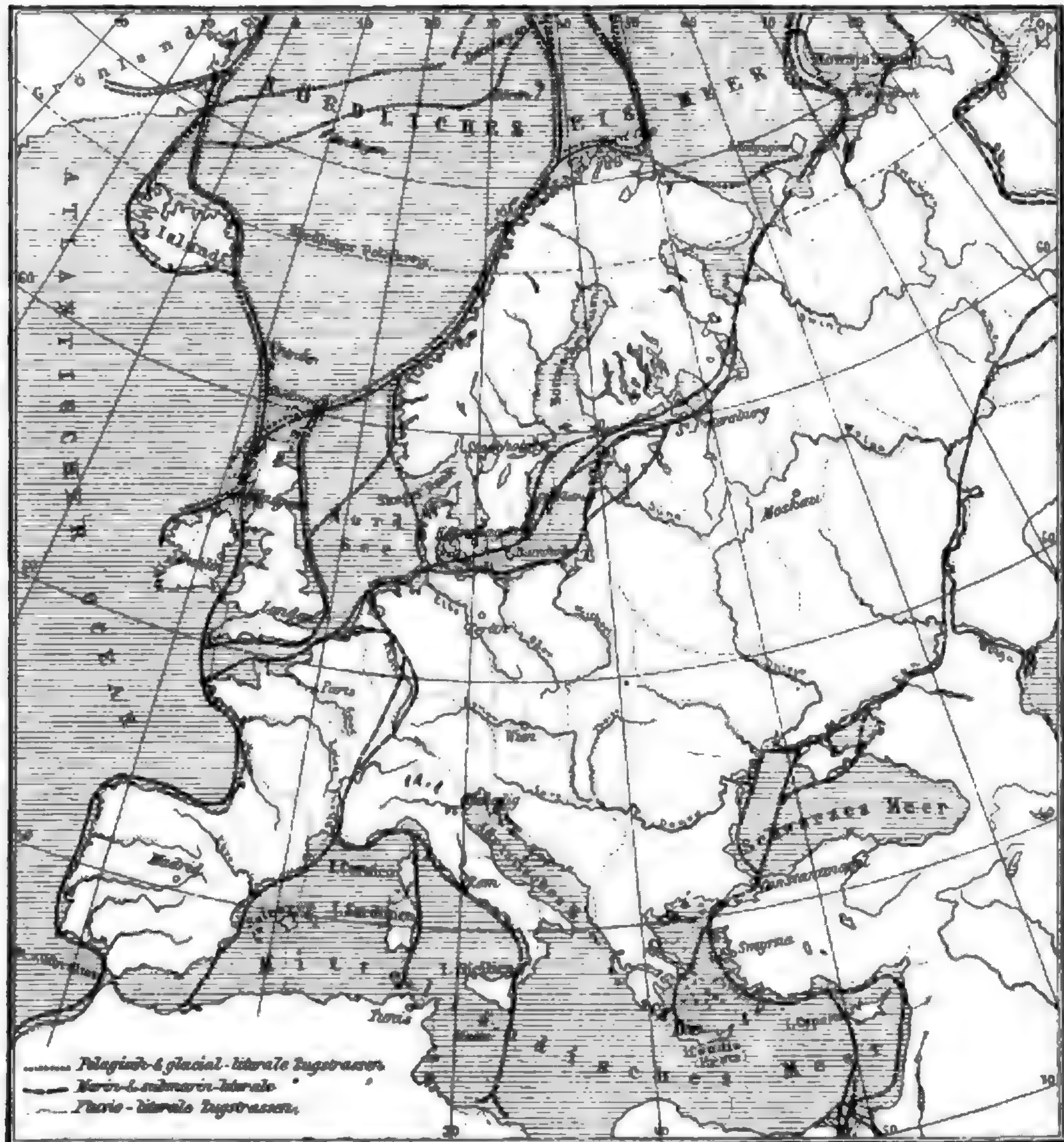
gleicher Breite nur bis 360 *m* gelingt, so macht sich darin die längere Dauer der warmen Zeit im europäischen Westen gegenüber dem europäischen Osten geltend. Unter dem milden Himmel des Kanton Waadt reicht der Weinbau sogar bis 800 *m*, wohl mit befördert durch die temperaturausgleichende Wirkung des Genfer Seees. Auf der Sierra Nevada Andalusiens wie am Etna erklimmt die Rebenpflanzung mit 1300—1400 *m* innerhalb Europas ihre höchste Höhe. Bisweilen übrigens wird der Anbau der Rebe auch durch die chemischen Bestandteile des Bodens nach Horizontal- und Vertikalausbreitung beherrscht. Die Rebe bedarf reichlich Kali, Kalk und Phosphorsäure, verhältnismäßig auch viel Eisen, und schon geringe Schwankungen im chemischen Bestand der Bodenkrume wirken stark ein auf den Geschmack und die Blume des Weins. Das erfährt der Weinbauer des Médoc in dem nur 8—10 *km* breiten Streifen längs der Gironde mit seinem scheinbar so gleichartigen sandigen, kieselbedeckten Boden, ebenso der in Burgund, wo der beste Wein des Côte d'Or nur zwischen 230 und 280 *m* Höhe gewonnen wird.

c) Verbreitung einzelner Tierarten. Die Verbreitungsbezirke der Tiere sind in den meisten Fällen nicht so scharf umschrieben wie die der Pflanzen, was sich aus der freien Beweglichkeit der Tiere und der größeren Unabhängigkeit derselben von klimatischen und Bodenverhältnissen erklärt. Dazu kommt, daß die Verbreitungsgrenzen der höheren Tierwelt mit der Vermehrung der Bevölkerung und dem Fortschritt der Kultur sich immer mehr zusammenziehen. Besonders sind es die großen nützlichen und schädlichen Tiere (das Großwild und das Raubzeug), welche einer raschen Abnahme oder völligen Ausrottung entgegengehen. Außer den bekannten ausgestorbenen Säugetieren früherer Kulturperioden giebt es eine bedeutende Zahl erst in den letzten Jahrhunderten verschwundener Säugetiere und Vögel. Der Urstier oder eigentliche Auerochs *(Bos urus)*, die Stellersche Seekuh *(Rytina Stelleri)*, die großen flügellosen Vögel auf Neuseeland, Madagaskar, den Maskarenen und neuerdings der nordische Alk *(Alca impennis)* sind hieher gehörige Beispiele. Um so auffälliger ist es, daß kein Beispiel einer in historischen Zeiten gänzlich ausgestorbenen höheren Pflanzenart bekannt ist, was vielleicht mit der minder sicheren Kenntnis selbst der höhern Pflanzen aus früheren Zeiten zusammenhängt. Die Einschränkung der Verbreitungsbezirke der Tiere wird besonders bei allen Tieren, die Gegenstand der Jagd und Fischerei sind, wahrgenommen und erstreckt sich nicht nur über die europäischen Kulturländer, sondern auch über ferne Weltteile und Meere. Sie trifft neuerdings auch kleinere Tiere, wie insbesondere die Schmuckvögel.

Der Verbreitungsbezirk der eigentlichen Wandertiere, so der Zugvögel, einiger Säugetiere, Fische und Insekten, hat die Eigentümlichkeit, daß er aus zwei oft weit von einander entfernten Gebieten besteht, deren eines, in welchem die Fortpflanzung erfolgt, als die eigentliche Heimat des Wandertieres angesehen wird. In diesem Sinne haben die echten

Ozeanvögel oder pelagischen Vögel, welche auf einsamen Inseln oder an unzugänglichen Felsklippen an den Küsten brüten, eine sehr beschränkte Heimat, während ihnen ihr ungemein entwickeltes Flugvermögen ganze Ozeane zugänglich macht. Aber auch die auf den Kontinenten brütenden Arten von Zugvögeln benützen vorzugsweise nach Palmen Wasser-

Fig. 41.



Zugstraßen der Vögel. Nach Palmén.

straßen zum Zuge aus und nach der Heimat (Fig. 41). Es sind teils die Strandlinien des Meeres, teils die Wasserläufe der großen Flußsysteme in meridionaler Richtung, welche von den marin-litoralen und von den fluvio-litoralen Zugvögeln Europas und Asiens benützt werden. Die Winterstationen dieser Tiere liegen in Afrika und im südlichen Asien. Aus Europa führen drei große Zugstraßen über die drei südlichen Halbinseln des Erdteils

nach den afrikanischen Winterstationen. Der wunderbare Orts-, Richt- und Zeitsinn der Zugvögel erklärt sich aus der Anpassung des Tieres an seine Existenzbedingungen, wodurch die Kategorieen der Stand-, Wechsel-, Strich- und der eigentlichen Zugvögel sich entwickelten. Das Ortsgedächtnis wird überhaupt bei so rasch sich bewegenden Tieren stärker geübt; ältere, erfahrene Vögel zeigen den Jüngern die Zugstraße, und die erworbenen Kenntnisse erben sich von Generation zu Generation fort, wie man dies am deutlichsten an den Brieftauben sieht, die ihren Ortssinn, sowie die Jagdhunde ihren Spursinn, nur durch Züchtung erhalten haben. Schwieriger ist das Wandern und das Orientierungsvermögen der Fische zu erklären, beruht aber gewiß auch auf natürlichen geographisch-physiologischen Ursachen und nicht auf geheimnisvollen Instinkten, Wander- und Heimwehtrieben, die man zur Erklärung bisweilen herangezogen hat.

Als Beispiel einer weit verbreiteten Tierart, deren Verbreitungsbezirk jedoch immer mehr eingeengt wird, kann der Biber *(Castor fiber L.)* dienen. Er ist in drei Weltteilen, in Europa, Asien und Nordamerika zu Hause, falls man nämlich die amerikanische Spielart des Bibers der alten Welt nicht lieber als selbständige Art (*Castor canadensis*) betrachten will. Seine Verbreitungszone erstreckt sich in Asien von 33 bis 68°, in Amerika von 27—69° n. Br., also über 35—42° Breitegrade. Im westlichen Europa ist er bereits so gut wie ausgerottet (in England schon seit dem 13. Jahrhundert), nur an dem westlichen Mündungsarm der Rhone, dem Petit Rhône, hat sich noch ein kleiner Rest von Bibern erhalten. In Mitteleuropa findet sich nur noch an der Elbe eine Biberkolonie von der Wittenberger Gegend bis dicht vor Magdeburg; dort zählte Hermann Friedrich 1893 in 108 Bauten noch etwa 160 Biber. Selbst in Rußland nimmt die Zahl dieser Nager rasch ab mit der Verminderung der Wälder und der Entwicklung der Flußschiffahrt, denn neben Holz (bei uns zumal Weiden und Pappeln, von deren Rinde sie sich ernähren) ist ruhiges Wasser ein Lebensbedürfnis für die Biber; sie sollen dort noch fortleben in Polen sowie in den Flußgebieten des Dnjepr, der Wolga und Petschora. Zahlreicher ist der Biber an den großen Strömen Sibiriens. Auch im südöstlichen Teil von Nordamerika ist er nahezu ausgerottet; als eigentliche Heimat werden von Audubon daselbst noch Labrador, Neufundland, Kanada und einzelne Gegenden von Maine und Massachusetts bezeichnet. Die eigentlichen Jagdplätze sind die sogenannten Biberteiche, Aufstauungen von Wasser an den Flußufern, welche durch künstliche Dämme von den Bibern selbst, wo diese in großer Zahl noch leben, verursacht werden. Hierdurch wirkt der Biber umgestaltend auf die Wasserläufe, und diese seine geologische Wirksamkeit, die sehr ausgedehnt und auffällig ist, läßt sich über weite Landstrecken, in denen er gegenwärtig gar nicht mehr oder nur sporadisch vorkommt, verfolgen, sei es durch die noch erhaltenen Stauteiche selbst, sei es durch tafelebene Grasfluren mitten im Wäldergrün, entstanden durch Zuschwemmen jener Teiche seitens des sie durchziehenden Flusses. Dabei ist eine neuerdings gemachte Entdeckung von ebenso großer tiergeographischer wie entwicklungsgeschicht-

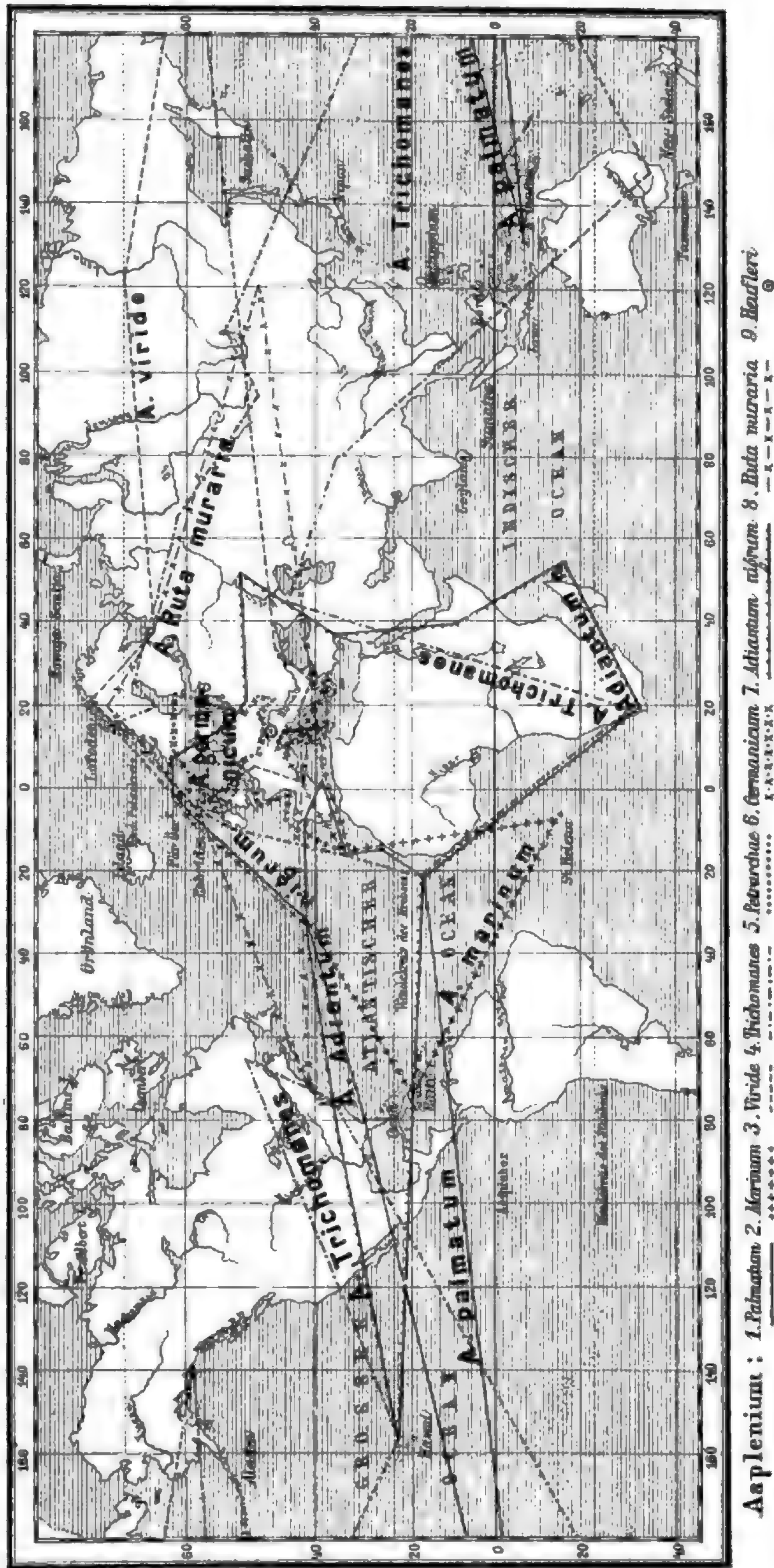
licher Bedeutung: ein kleiner Schmarotzerkäfer (*Platypsyllus castoris*) lebt im Pelz des amerikanischen sowie des ostfestlichen Bibers, folglich stammen diese beiden Arten oder Abarten von einer einzigen Stammart, die sich über Ost- und Westfeste ausbreitete, ehe es eine Unterbrechung des Landzusammenhangs durch die Beringsstraße gab. Denn jener Schmarotzerkäfer kann sich nur bei unmittelbarer Berührung von Biber zu Biber verbreiten, und diese schwimmkundigen Nager vermochten immer nur im Süßwasser zu schwimmen.

Verbreitung der Gattungen. *a)* Pflanzen. Die Gattungen (*genera*) der Pflanzen und Tiere sind im Verhältnis zu den Arten systematisch schärfer begrenzt, und umfassen daher Formen, die von den übrigen durch eine größere Kluft geschieden sind, als es bei den Arten einer Gattung untereinander der Fall ist. Man sieht dies am deutlichsten bei den monotypischen Gattungen, die nur aus einer Art bestehen und bei welchen daher der Verbreitungsbezirk der Gattung und Art zusammenfällt. Im allgemeinen ist der Verbreitungsbezirk der Gattungen größer, als der der Arten, besonders bei Gattungen, die zahlreiche, oft Hunderte von Arten besitzen. Doch kann bei Pflanzen der Verbreitungsbezirk der Gattungen durchschnittlich nur etwas über dreimal so groß angenommen werden als der der Arten, obgleich die Zahl der Arten je einer Gattung durchschnittlich 11—12 beträgt. Zu den verbreitetsten Pflanzengattungen gehören: *Ranunculus*, *Cerastium*, *Carex*, *Juncus*, *Senecio*, *Euphorbia*, *Solanum*. Es giebt selbst unter den endemischen mitunter artenreiche Gattungen, wie *Phyllostegia* (12 Arten) nur auf den hawaiischen Inseln, *Epacris* (30—40 Arten) nur in Australien, *Selago* (75 Arten) nur im Kapland.

Wie eigentümlich die Verbreitung der Arten sich innerhalb des Verbreitungsbezirkes der Gattung gestaltet, zeigt die Verbreitung der europäischen Arten der Gattung *Asplenium* (Milz- oder Streifenfarn).

Es giebt unter diesen 9 Arten von *Asplenium*, wie die nebenstehende Karte lehrt, nur 4 Arten, die auf die südliche Halbkugel und nur 3 Arten, die nach Amerika übergreifen; keine erstreckt sich um die ganze Erde. Den kleinsten Verbreitungsbezirk hat *A. Heufleri*, was sich dadurch erklärt, daß diese Art eine der seltenen Bastardformen von Farnkräutern ist. Sodann erscheinen *A. Petrarchae* auf Italien, *A. germanicum* auf Mitteleuropa, *A. marinum* auf die atlantischen Küstenländer beschränkt. Es zeigt dies, daß nicht alle Sporenpflanzen weit verbreitet sind und trotz der Leichtigkeit des Lufttransportes der Verbreitungsbezirk mancher ihrer Arten ebenso eingeschränkt und scharf begrenzt ist wie bei den Phanerogamen. Bei jenen 3 Arten ist die Verteilung von Nord nach Süd und jene von Ost und West nahezu gleich, der Verbreitungsbezirk nähert sich mithin der Kreisform. Die übrigen Verbreitungsbezirke sind von West nach Ost langgezogene Ellipsen, die bei *A. Trichomanes* und *A. Adiantum* dreimal, bei *A. palmatum* und *A. Ruta muraria* fünfmal, bei *A. viride* sogar siebenmal länger als

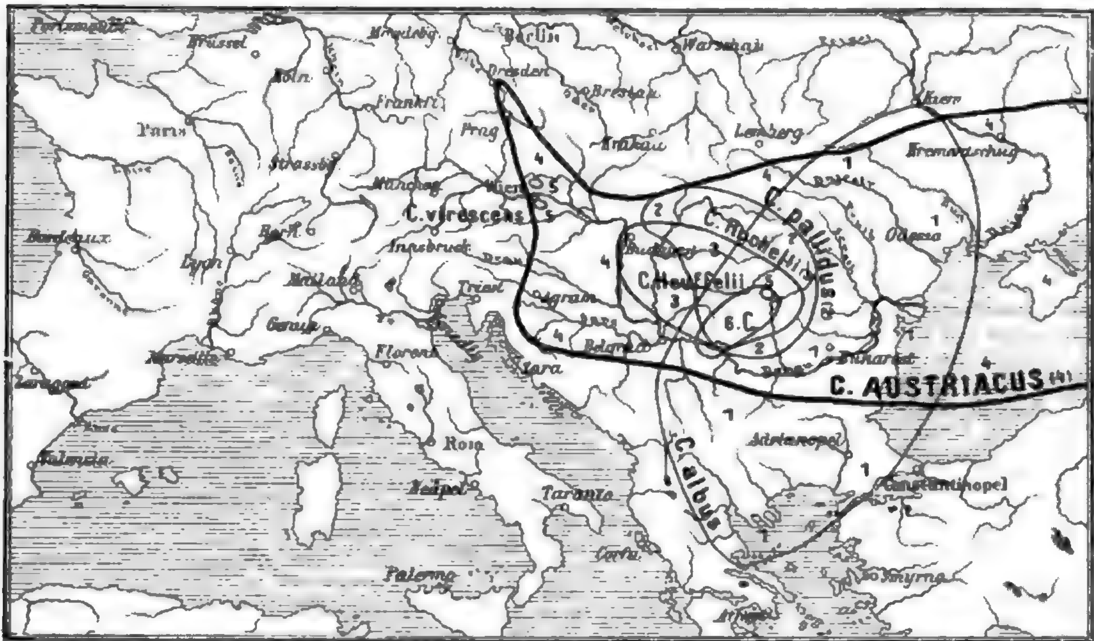
Fig. 42.



Verbreitung der europäischen Asplenium-Arten.
(Nach L. v. Heufler.)

Verbreitung der Cytisus-Arten aus der

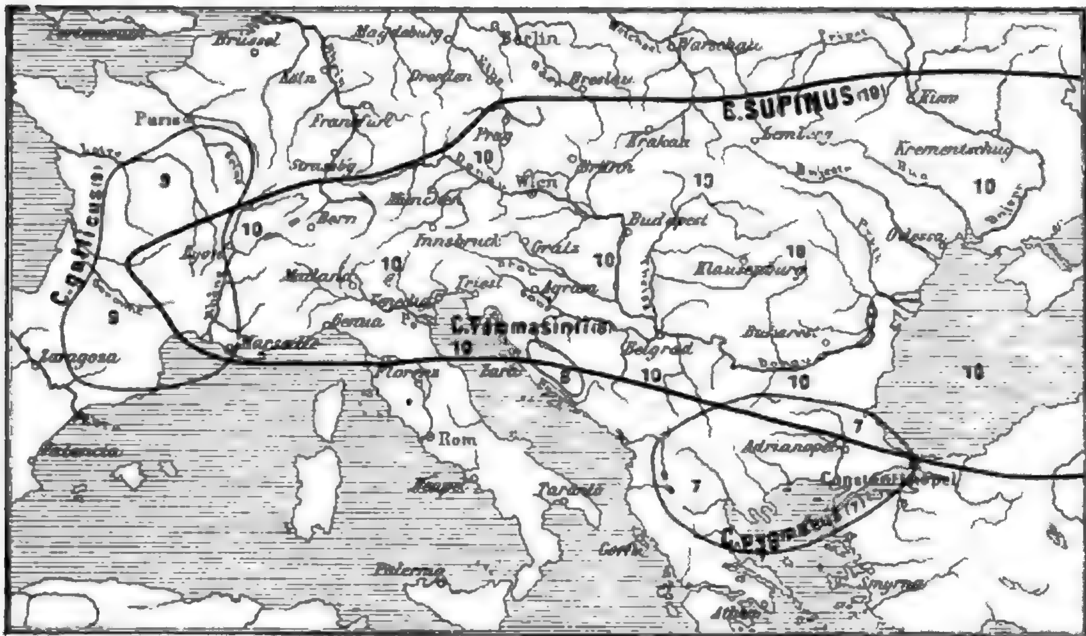
Fig. 43.



Gruppe des *C. austriacus L.*

1. *C. albus Hacq.* 2. *C pallidus Schrad.* 3 *C. Rochelii Wierzb.* 4. *C. austriacus L.* 5. *C. virescens Kov.* 6. *C. Heuffelii Wierzb.*

Fig. 44.

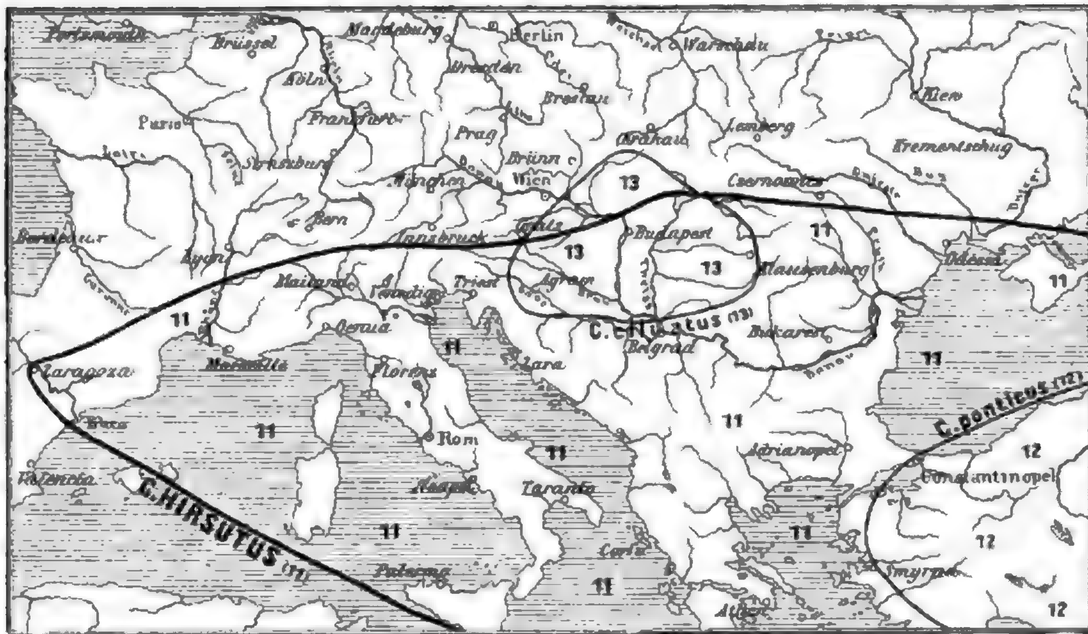


Gruppe des *C. supinus L.*

7. *C. pygmaeus Willd.* 8 *C. Trommasinii Vis.* 9. *C. gallicus Kern.* 10 *C. supinus L.*

Untergattung Tubocytisus *DC.* Nach A. Kerner.

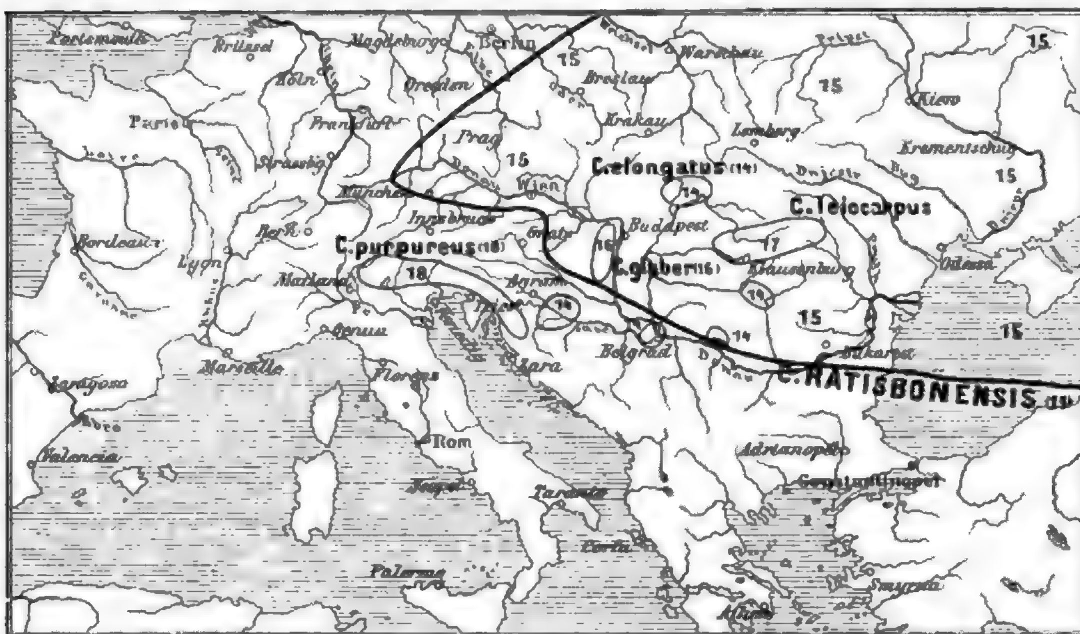
Fig. 45.



Gruppe des *C. hirsutus L.*

11. C. hirsutus L. 12. C. ponticus Willd. 13. C. ciliatus Wahlb.

Fig. 46.



Gruppe des *C. ratisbonensis. Schaeff.*

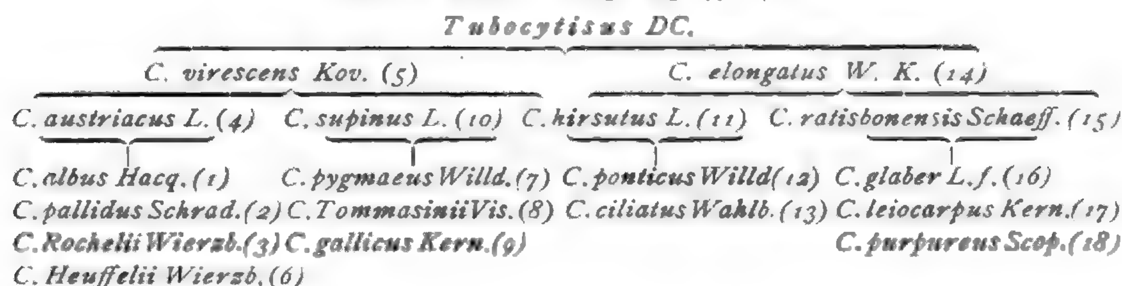
14. C. elongatus W. K. 15. C. ratisbonensis. Schaeff. 16. C. glaber L. f. 17. C. leiocarpus Kern. 18. C. purpureus Scop.

breit sind. Der Verbreitungsbezirk aller Arten erstreckt sich von 65° n. Br. bis 35° s. Br., wobei die vier südlichen Arten in der Nähe des Äquators fehlen, also getrennte Verbreitungsbezirke haben. Das Maximum der Arten liegt innerhalb des Verbreitungsbezirkes von *A. germanicum*.

Wie lehrreich aber die Betrachtung der Verbreitungsbezirke in Bezug auf die Entstehung und Stammesgeschichte der Arten sein kann, hat A. Kerner von Marilaun aus der Verbreitung der *Cytisus*-Arten von dem Stamme *Tubocytisus DC.* gezeigt (Fig. 43—46). Es giebt nicht weniger als 18 Arten aus diesem Stamme, die sämtlich südlicheren Florengebieten Europas angehören und nur teilweise noch in das baltische Florengebiet reichen. Keine Art gehört der alpinen Flora, keine der Mediterranflora dieses Erdteiles an. Unter den 18 *Cytisus*-Arten sind 4 Arten weit verbreitet und erstrecken sich in einer langgedehnten Zone von West nach Ost, und zwar zwei Arten (*C. supinus* und *hirsutus*) von den Pyrenäen, zwei andere Arten (*C. austriacus* und *C. ratisbonensis*) von der Mitte des Kontinentes (Prag, Wien) weit über die Ostgrenze Europas nach Asien hin. An jede dieser 4 Stammarten, die aus den Hochgebieten Asiens nach der Eiszeit bis Europa vorgedrungen sind, schließen sich mehrere jüngere Arten von weit beschränkterer Verbreitung als Tochterarten an, die hauptsächlich an den Rändern der Verbreitungsbezirke, in dem gegebenen Falle hauptsächlich im Westen und Süden, sich von der Stammart losgetrennt haben. Zwei sporadisch verbreitete seltene Arten, *C. virescens* und *C. elongatus*, erscheinen aber als Bindeglieder obiger 4 weit verbreiteter Arten mit ihren Tochterarten; sie sind daher als die im Aussterben begriffenen Ahnen aller andern jetzt lebenden *Tubocytisus*-Arten anzusehen, deren Stammbaum sich demgemäß folgendermaßen gestaltet:

Stammbaum der *Cytisus*-Arten aus der Untergattung *Tubocytisus DC.*

Nach A. Kerner. (Vergl. Fig. 43—46.)



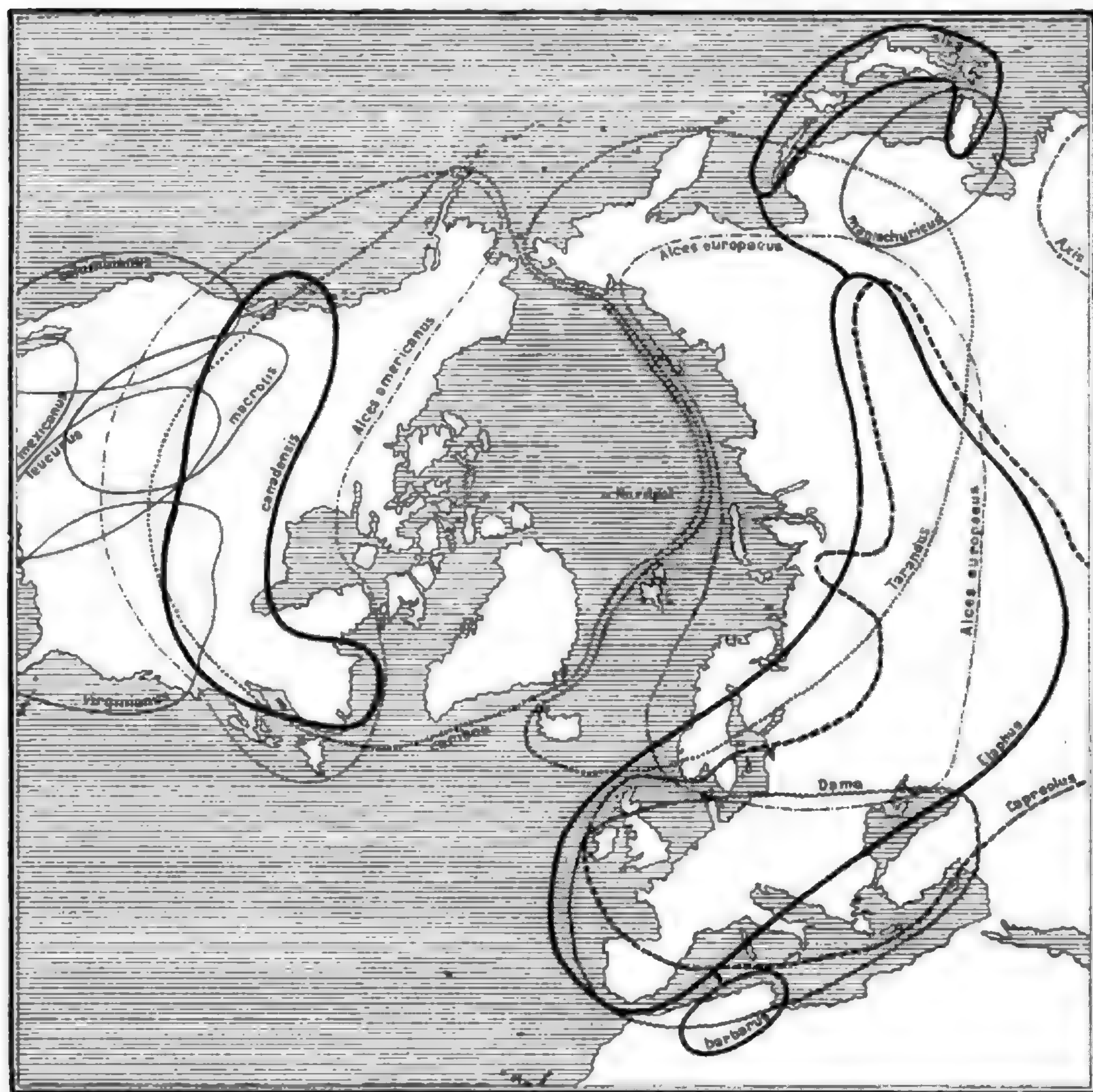
b) Tiere. Die Verbreitung der Gattungen der Tiere zeigt ähnliche Verhältnisse, wie folgende Beispiele darthun. Das Raubtiergeschlecht der Katzen ist in zwei völlig getrennte Gruppen räumlich verteilt: einerseits über die Ostfeste, andererseits über die Westfeste. Auch wenn wir nach älterer Systematik die mehr nördliche Breiten bewohnenden Luchse mit in dies Geschlecht zählen wollten, würde die Trennung keine weniger scharfe sein. Ehe die Europäer nicht unsere (aus Nordost-Afrika


Verbreitung der größeren
RAUBTIERE AUS DEM KATZENGESCHLECHT
von A. Kirchhoff

stammende) Hauskatze nach Amerika hinüberbrachten, hatte die neue Welt keine einzige Katzenart mit der alten gemein. Gleichwohl deuten auffällige Analogieen darauf hin, daß die Feliden auf beiden Seiten des atlantischen Ozeans auf gemeinsame Vorfahren zurückgehen. Den Puma Amerikas, den mähnenlosen Silberlöwen mit dem fahlfarbigen Fell und dem kleinen Kopf, hat man mit Recht ein verkleinertes, schwächlicheres Abbild des ostfestlichen Löwen genannt. Unsere Karte zeigt das afrikanische Verbreitungsgebiet des Löwen vom asiatischen durch einen leeren Raum geschieden; das ist jedoch erst eine Folge der in geschichtlicher Zeit erzielten Ausrottung im Nordosten Afrikas und Südwesten Asiens; seitdem findet also keinerlei Kreuzung statt zwischen der afrikanischen und der asiatischen Varietät des Löwen, die aber auch vordem kaum stattfinden mochte, so daß sich die nicht unbeträchtlichen Variierungen auf beiden Seiten des roten Meeres schon vor jener Lückenbildung gewiß längst festgesetzt hatten. Nur in Iran und Vorderindien berühren sich Löwe und Tiger. Des letzteren Streifgebiet reicht bis nach Sibirien und südwärts bis Java. Er besitzt kein Ebenbild auf amerikanischem Boden. Denn der in Raublust dem Tiger vergleichbare Jaguar, den die spanischen Kreolen allerdings *el tigre* nennen, fügt sich mit seinem rötlichgelben, schwarz getupften Fell vielmehr in die Gruppe der Pardinen oder Pantherkatzen ein. Die Karte giebt in verschieden signierten Linien die Verbreitungsflächen der Pardinen an. Die Pantherkatzen sind auf der West- und Ostfeste recht vielgestaltig entwickelt; einige ihrer Wohnareale decken sich fast vollständig mit einander, andere schließen sich aus, wieder andere sind in einander eingeschachtelt, wie wir es vorher bei manchen *Cytisus*-Arten bemerkten. Es decken sich beinahe ganz die Areale des Jaguars *(Felis onça)* und des Maracaya *(F. mitis)*; nahezu deckt sich mit ihnen auch das des Ozelot *(F. pardalis)*, nur daß der Ozelot im verschmälerten Süden Südamerikas in eine Abart *(F. pardalis var. pajeros)* übergeht, in deren Mitte dann eine zweite Spielart *(Geoffroyi)* auftaucht, wie sich außerdem noch quer durch Brasilien bis ins nördliche Argentinien die selbständige, auch der Panthergruppe zugehörige Art *F. collocollo* birnförmig einschaltet in den Raum der Ozelotformen. In der alten Welt ist der eigentliche Panther erstaunlich weit verbreitet. Seine afrikanische Form, die man wohl auch als eigene Art («Leopard») der asiatischen («Panther» i. a. S.) gegenüberstellt, teilt ihr Revier mit dem kleineren Serval. In Asien reicht der Panther fast so weit wie Löwe und Tiger zusammengenommen, hier schiebt sich im Südosten eine ganze Menge Pardinenareale in dasjenige des Panthers und in einander; doch streng halten sich auseinander die Gebiete der indisch-südchinesischen Formen (wie der *F. viverrina*) und das des gewaltigen Irbis, der mit seinem dichten, langhaarigen Fell harte Kälte vertragen kann; er geht nördlicher als der Panther, bis nach Sibirien und ersetzt ihn, wie es scheint, in Tibet, wo man ihn im Gebirge bis zu 5200 *m* Höhe antrifft.

Eine eigentümliche Verbreitung zeigen die Hirsche, welche Australien und Afrika (abseits der Küstenländer des Mittelmeeres) fehlen, sonst aber über die ganze Erde verbreitet sind. Sehen wir von den südamerikanischen und den süd- und ostasiatischen Arten ab, so gehören die Hirsche der nördlichen Hemisphäre 5 Untergattungen an (Fig. 47). Der nördlichste Typus der Hirsche ist das Renntier, eine zirkumpolare Art.

Fig. 47.



Verbreitung der Hirsche der nördlichen Hemisphäre. Nach G. Jaeger.

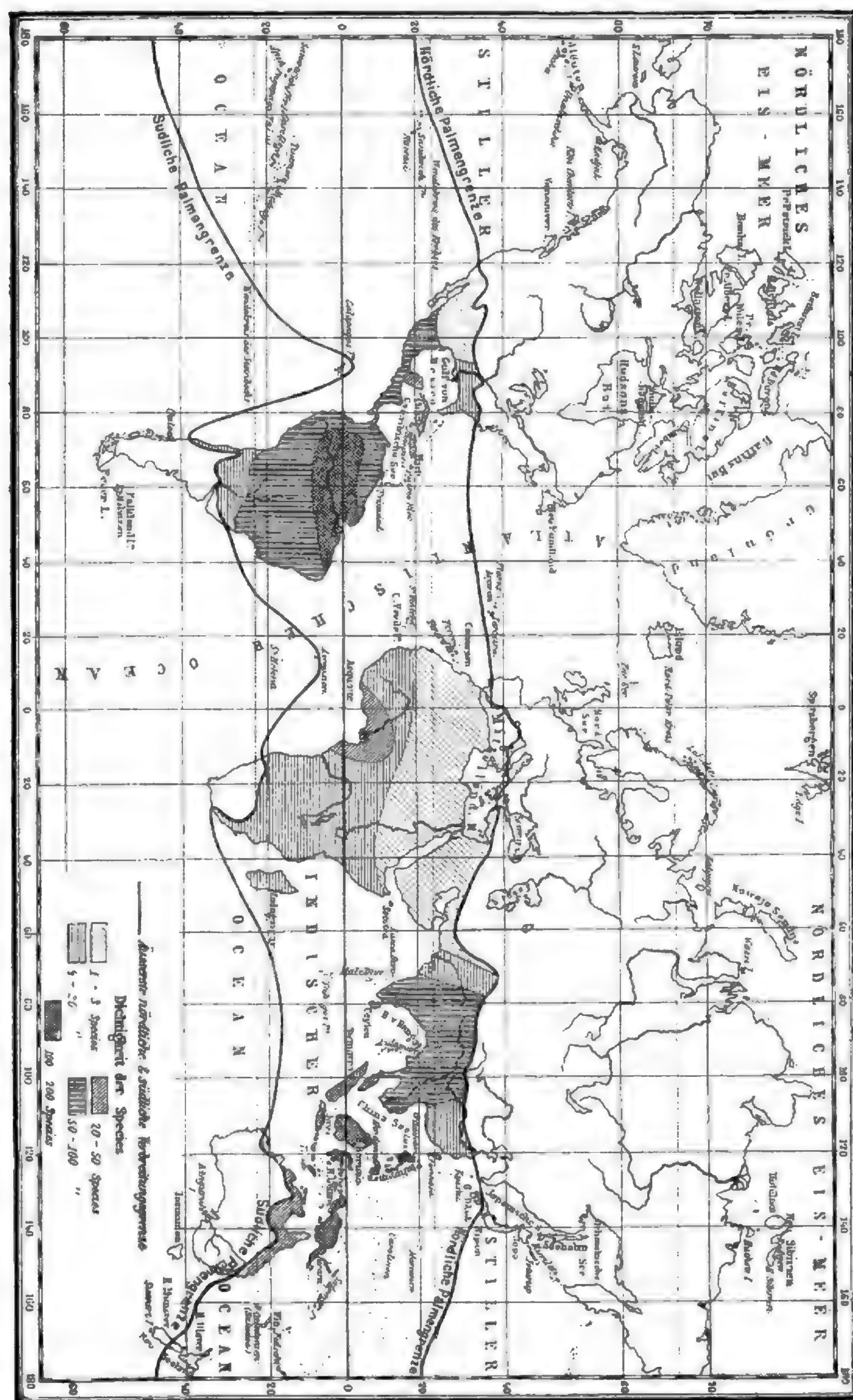
welche nur von einigen Zoologen geringfügiger Unterschiede halber in eine amerikanische *(Tarandus Caribu)* und in eine europäisch-asiatische Art *(T. rangifer)* getrennt wird, deren Verbreitungsbezirke jedoch dicht aneinander grenzen und die höchstens Spielarten darstellen. Etwas südlicher liegt der Verbreitungsbezirk des Elen. Dieser ist geteilt in denjenigen des Elen der neuen Welt *(Alces americanus)* und den des europäisch-

asiatischen Elen *(A. europaeus* oder *jubatus)*. Noch südlicher liegt der Verbreitungsbezirk des Edelhirsches der alten Welt (*Cervus elaphus*), von dem sich in Nordafrika und Ostasien je eine wenig verbreitete Lokalform (der *C. barbarus* und *C. sika)* findet. Dem Edelhirsch entspricht in Nordamerika der Verbreitungsbezirk des Wapiti *(C. canadensis)*, der daselbst keine nahen Verwandten hat. Die übrigen nordamerikanischen Hirsche sind vielmehr Verwandte des virginischen Hirsches *(Cervus virginianus)*, der in gleicher oder etwas südlicherer Breite die Lokalformen *C. leucurus* und *C. mexicanus* einerseits und *C. columbianus*, *C. macrotis* und *C. cariacou* andererseits vermittelt. In der alten Welt leben aber unter gleicher Breite noch zwei isolierte Formen: das Reh *(Capreolus vulgaris)* und in Südwest-Europa und Nord-Afrika der Damhirsch *(Dama platyceros)*. Die Verbreitung der Hirsche läßt in dem Nordpol und seiner Umgebung ein tiergeographisches Zentrum erkennen, an welches sich verwandte Tierformen mit immer größerer Differenzierung der Arten nach Süden anschließen, eine Thatsache, welche auch in der Pflanzenwelt viele Analogieen hat.

Verbreitung der Familien und Ordnungen. *a*) Pflanzen. Noch schärfer als die Gattungen sind die Familien und Ordnungen der Pflanzen und Tiere systematisch getrennt. Um so auffallender ist es, dass trotz der oft großen Anzahl von Arten einzelne dieser systematischen Gruppen auf einzelne Weltteile und Ländergebiete sich beschränken, wie die Kakteen auf Amerika, die Epakrideen auf Australien, die Tamariscineen auf die nördliche Halbkupel der alten Welt u. dgl. Hierin tritt am stärksten die räumliche Nachbarschaft verwandter Formen hervor, die, wie schon früher ausgeführt wurde, in der gemeinschaftlichen Abstammung und der darauf folgenden Wanderung von dem Zentrum der Abstammung aus ihren Grund hat. Es giebt überhaupt 16 Pflanzenfamilien, deren Verbreitungsbezirk sich höchstens auf den 20. Teil der festen Erdoberfläche erstreckt. Es sind dies durchweg Dikotyledonen, keine Monokotyledonen und Kryptogamen. Hingegen sind 8 Familien über die ganze Erdoberfläche verbreitet, wie die Kruziferen, Karyophylleen, Leguminosen, Kompositen, Skrophularineen, Junkazeen, Zyperazeen und Gramineen. An diese reihen sich als die weitverbreitetsten Pflanzenfamilien die Ranunkulazeen, Rosazeen, Umbelliferen, ferner die Saxifrageen, Polygoneen, Primulazeen, Salsolazeen, Amentazeen, Orchideen und Alismazeen an.

Als Beispiel der Verbreitung einer wichtigen Pflanzenfamilie sei hier die Verbreitung der Palmen nach Oscar Drude angeführt. (Vgl. Fig. 48.) Es ist dies eine ausgesprochen tropische Pflanzenform, welche jedoch noch in die gemäßigten Zonen übergreift. Die Nordgrenze liegt in Amerika zwischen 34 und 36° n. Br., steigt diesseits des Ozeans bis nahe zu 39° an der Küste Portugals, sinkt zum Thal des Guadalquivirs und steigt von da zum Ebro und dann plötzlich bis Nizza (43° 41'), wo

Fig. 48.



Verbreitung der Palmen.
(Nach Dr. O. Drude.)

der nördlichste Buschwald der Zwergpalme (*Chamaerops humilis*) vorkommt. Das Festland Italien ist bis auf die Südspitze fast palmenlos, während Korsika und Sardinien die Zwergpalme besitzen. Die Palmengrenze berührt Griechenland unter dem 41.° und geht von da durch den Peloponnes nach Kleinasien und dann ostwärts, wo für *Ch. humilis Ch. Ritchiana* eintritt, nach Afghanistan, bis zu 30° herabsinkend. Dann erhebt sich die Nordgrenze wieder gegen das Thal des Indus bis zu 36°, wo zwei bergbewohnende Arten von Zwergpalmen auf die Kämme des Himalaja hinaufsteigen, nimmt darauf ihren Verlauf durch das südliche China (32°) und endlich sogar bis in das südliche Japan, wo *Ch. excelsa* noch in ähnlicher Nördlichkeit gedeiht wie *Ch. humilis* am Mittelmeer. Die Südgrenze der Palmen wird unter dem 34.° s. Br. auf Juan Fernandez und bei Valparaiso von der stolzen *Jubaea spectabilis* und von *Ceroxylon australe* bezeichnet; östlich von der Andenkette reichen die Palmen bis 33°. An der Südspitze von Afrika fehlen die Palmen im Westen, die hier kaum über den 20.° s. Br. gehen, während an der Ostküste eine Dattelpalme (*Phoenix reclinata*) bis 34° geht. Die Palmengrenze zieht sich sodann durch den indischen Ozean an die Nord- und Ostküste Australiens, hier bis 35° herabreichend, während die West- und Südküste dieses Erdteils keine Palmen trägt. Doch erreichen die Palmen in Neu-Seeland und auf den Chatham-Inseln den südlichsten Punkt unter 44° s. Br. Die Palmen, von denen gegenwärtig über 1000 Arten bekannt sind, bewohnen daher die Hälfte der Erdoberfläche um den Äquator herum. Sie sind in allen Weltteilen verbreitet. Die größere Hälfte der Palmen (562 Arten) gehört der westlichen, die kleinere (400 Arten) der östlichen Hemisphäre an. Die beistehende Karte zeigt die Dichtegrade der Verteilung in 5 Stufen. Die zahlreichsten Palmen (100—200 Arten) haben demnach die Sunda-Inseln, Molukken und Neu-Guinea mit 200 Arten und die Hylaea in Südamerika mit 180 Arten; hieran schließen sich mit 50—100 Arten Hinterindien, Vorderindien, das cisäquatoriale Südamerika, Brasilien, Mejico und die tropischen Anden. Die Palmen haben ein hohes Wärme- und Wasserbedürfnis, letzteres wenigstens in Form von Bodenfeuchtigkeit (so die Dattelpalme). Dessenungeachtet erheben sich einige bis nahe zur Schneegrenze, so die berühmte Wachspalme Humboldts (*Ceroxylon andicola*) bis 3000 *m*; ebenso geht bis zur Schneegrenze *Euterpe andicola* in Bolivia; in Nepal wächst *Chamaerops Martiana* bis 1500 *m* hoch und *Ch. Khasyana* ebendaselbst noch höher, von 2500—3000 *m*.

Was nun die Verteilung der Palmen anlangt, so hat Europa eigentlich nur eine wilde Palmenart, die erwähnte Zwergpalme (*Chamaerops humilis*), welche eine Strandpalme ist, und gesellig vorkommt. Die Dattelpalme ist in Europa nur kultiviert zu finden, in einem ganzen Palmenwald jedoch nur bei Elche in Südostspanien. Die Heimat der Dattelpalme ist Arabien und Nordafrika; die Euphratländer und das südliche Asien, ostwärts bis zum Thal des Indus sind ihr umfangreichstes

Kultur-Gebiet. Die Verteilung in den übrigen Weltteilen ist eine derartige, dass sich vier Hauptzentren mit eigentümlichen Palmenarten unterscheiden lassen, nämlich 1. Afrika mit Madagaskar, den Maskarenen und Seychellen, 2. Asien mit den südöstlichen Inseln bis einschließlich Neu-Guinea. Zwischen beiden Zentren herrschen innige Beziehungen des Austausches und der Verwandtschaft. Hingegen steht das 3. Zentrum, nämlich das Festland Australien, für sich mit fast ausschließlich nur ihm angehörigen Arten und sogar mehreren endemischen Gattungen, und erst recht das 4. Zentrum, das palmenreiche Amerika, denn die amerikanischen Palmen gehören durchweg anderen Arten und Gattungen, von welcher wichtigen pflanzengeographischen Thatsache nur 3 Arten (unter 1000) eine Ausnahme machen. Hierdurch wird die vielfach in der Tier- und Pflanzenwelt nachweisbare Verschiedenheit der tropischen Gegenden der alten und neuen Welt auffällig bestätigt. Da nun aus den Funden von fossilen Palmen in Europa hervorgeht, daß hier in der Mitte der Tertiär-Periode mehr als 30 verschiedene Palmen lebten, welche sowohl asiatisch-afrikanischen als auch amerikanischen Formen glichen, so spricht dies recht deutlich dafür, daß bis zur Tertiärzeit die Flora der Erde noch eine viel gleichmäßigere war als jetzt.

b) Tiere. Die Verbreitung der Familien und Ordnungen der Tiere zeigt ähnliche Verhältnisse wie die der Pflanzen. Es giebt in allen Tierklassen weit verbreitete Abteilungen, deren Vertreter sich auf der ganzen Erdoberfläche vorfinden, wie u. a. die Verbreitung der Ordnungen und wichtigsten Familien der Säugetiere nach Wallace zeigt, welcher die nördlichen und die tropischen Gegenden der alten Welt als paläarktisch und paläotropisch, die der neuen Welt als nearktisch und neotropisch bezeichnet.

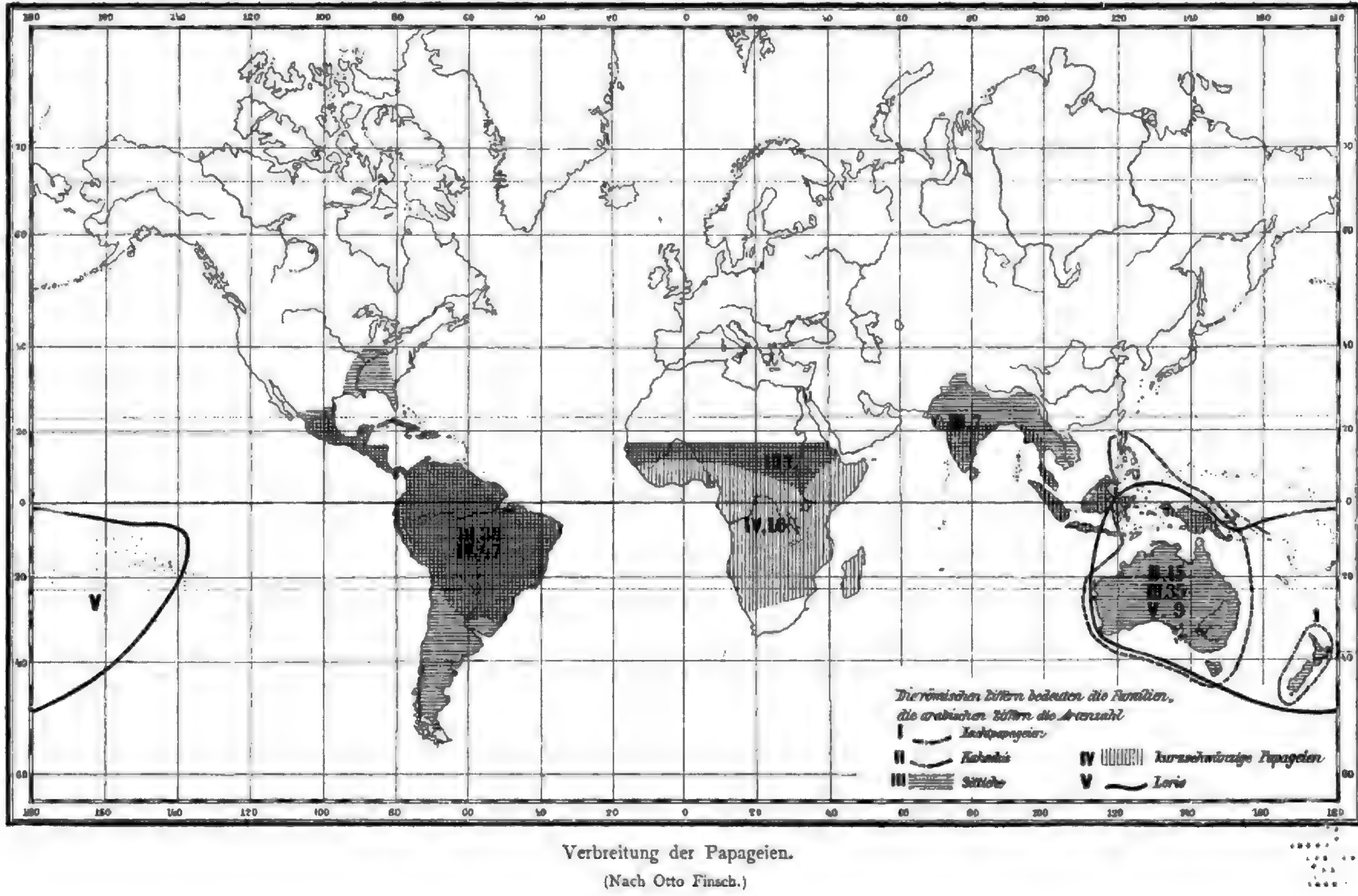
Die Affen sind nach der Verbreitung streng geschieden in Affen der alten Welt (3 Familien, 14 Gattungen und 107 Arten) und in Affen der neuen Welt (2 Familien, 12 Gattungen, 110 Arten). Die Halbaffen oder Lemuroiden (3 Familien, 13 Gattungen, 56 Arten), eine merkwürdige Tiergruppe altertümlicher und zurückgebliebener Lebeformen, haben ihr Maximum, nämlich 30 Arten, auf der Insel Madagaskar, finden sich aber gleichfalls auf dem Festland von Afrika und in Südasien. Die Flattertiere umfassen 5 Familien, von denen die Blattnasen (Phyllostomiden) neotropisch, die früchtefressenden fliegenden Hunde (Pteropiden) und die Hufeisennasen (Rhinolophiden) palaearktisch und palaeotropisch, hingegen die Vespertilioniden und Noctilioniden auf der ganzen Erde verbreitet sind. Die Insektenfresser umfassen 9 Familien und fehlen vollständig in Südamerika und Australien. Die Raubtiere zerfallen in Land- und Wasserraubtiere. Die ersteren umfassen 10 Familien (darunter freilich 3 nur aus je einer Art bestehende) und sind mit Ausnahme von Australien allgemein verbreitet; doch sind sie im tropischen Südamerika selten und in Afrika durch das fast gänzliche Fehlen der Bären ausgezeichnet, also auf der südlichen Hemisphäre überhaupt wenig verbreitet. Die Wasser-Raubtiere (3 Familien) lieben gemäßigte und kalte Gegenden,

kommen indessen auch im Tropengürtel vor, wo ja das Meer mit Ausschluß der oberen Wasserschicht andauernd kühl ist. Die Wale (6 Familien) bewohnen alle Meere und selbst große Flüsse der Erde, doch sind die Balaeniden und Balaenopteriden den kalten und gemäßigten Meeren beider Hemisphären eigen. Die Sirenen (1 Familie) bewohnen mit Ausnahme der nearktischen Region alle übrigen. Die umfangreiche Ordnung der Huftiere umfaßt 11 Familien, welche mit Ausnahme der australischen Region allgemein verbreitet sind. Die äthiopische Region besitzt 7 Familien, darunter Giraffen und Flußpferde, die orientalische 6, die palaearktische 5, die neotropische 4 und die nearktische nur 3, nämlich Rinder, Hirsche und Schweine. Es ist dies um so merkwürdiger, als in der Eozän- und Miozän-Periode Nordamerika wunderbar reich an mannigfaltigen Formen von Huftieren war. Viele Typen europäisch-nordamerikanischen Ursprungs, wie Tapire und Kamele, sind jetzt nur in Südamerika und im zentralen oder tropischen Asien erhalten, während andere, welche einst auch in Europa und Asien weit verbreitet waren, wie Flußpferd und Giraffe, jetzt bloß noch in Afrika gefunden werden. Die Ordnung der Rüsseltiere umfaßt gegenwärtig nur die beiden bekannten Elefanten Asiens und Afrikas, während in der Tertiärzeit mindestens 14 Arten von Elefanten und eine noch größere Anzahl von Mastoden-Arten über die ganze nearktische und paläarktische Region verbreitet waren. Die Ordnung der Klippschliefer oder Klippdachse, aus 10—12 Arten bestehend, ist vorwiegend äthiopisch, jedoch reicht sie noch in das südwestlichste Asien hinüber. Die große Ordnung der Nager umfaßt 16 Familien und ist mit Ausnahme der australischen Region und Madagaskars, wo nur Mäuse gefunden werden, am allgemeinsten und gleichmäßigsten über die Erde verbreitet. Doch ist die orientalische Region verhältnismäßig am ärmsten an diesen Tieren, die wie die Huftiere einen alten Typus von Pflanzenfressern darstellen, der sich in den meisten Regionen gut erhalten hat. Die Zahnarmen, aus 5 Familien bestehend, sind fast ganz auf Südamerika beschränkt, wo sie auch im Pliozän durch zahlreiche, zum Teil riesige Arten vertreten waren. Afrika hat seine Erdferkel, Afrika und Asien die schuppigen Ameisenfresser. Die Beuteltiere sind ein uralter Tiertypus, aus 7 Familien bestehend, welche bis auf eine sämtlich australisch sind. Die Beutelratten sind amerikanisch und zwar neotropisch, nur das Opossum ist nearktisch. In allen übrigen Regionen ist dieser Tiertypus längst erloschen. Ebenso verhält es sich mit dem unvollkommensten Typus der Säugetiere, den Monotremen. Die bekannten zwei Familien der hierhin gehörigen Schnabeltiere und Ameisenigel enthalten nur ein paar Arten und sind auf das festländische Australien und Neu-Guinea beschränkt, wo man auch allein fossile Reste solcher Tiere gefunden hat.

Um auch aus der Klasse der Vögel ein Beispiel der Verbreitung einer Familie zu geben, soll hier noch die geographische Verbreitung der Papageien nach Otto Finsch kurz besprochen werden.

7*

Fig. 49.



Verbreitung der Papageien.
(Nach Otto Finsch.)

Diese Familie hat in ihrer Verbreitung manche Ähnlichkeit mit der der Palmen oder der Affen, doch sind andererseits die Verschiedenheiten nicht unbedeutend. Die Papageien, zu den Klettervögeln gehörig, umfassen 350 Arten und haben ihren Hauptsitz in Amerika mit 142 Arten. Europa hat keine, Afrika nur 23, das festländische Asien mit den Sunda-Inseln 18, die Molukken und Austral-Inseln (vornehmlich Neu-Guinea) 83, das Festland Australien 59, Polynesien 29 Arten. Im allgemeinen ist die südliche Halbkugel reicher an Papageien als die nördliche. Man sieht dies am deutlichsten an Afrika, wo schon 16° n. Br. die Nordgrenze des Verbreitungsbezirkes bildet. Arabien hat gar keine Papageien; diese treten erst wieder in Vorder- und Hinterindien auf, hier bis 35° n. Br. sich erstreckend. In Nordamerika geht im Osten die Nordgrenze bis zu den kanadischen Seeen (44° n. Br.), im Westen aber nur bis zum Wendekreis. Auf der südlichen Halbkugel geht die Südgrenze in Afrika bis 30°, in Australien und Neuseeland bis 44°, in Südamerika bis 55° s. Br. Von den 5 Unterfamilien sind die Nachtpapageien auf zwei Arten beschränkt und nur auf Neuseeland verbreitet. Die Kakadus (26 Arten in 5 Gattungen) kommen in Australien nebst den ihm zugehörigen Inseln, weiter westwärts aber nur bis Celebes und auf den Philippinen vor. Eine ähnliche Verbreitung, jedoch noch über Neuseeland ausgedehnt, haben die Loris oder pinselzüngigen Papageien (Trichoglossinen, 3 Gattungen in 56 Arten). Die eigentlichen oder kurzschwänzigen Papageien (Psittacinen, 7 Gattungen in 125 Arten) sind in Südamerika und Afrika am stärksten vertreten, weniger in Indien und auf den Inseln; sie fehlen in Australien und auf Neuseeland gänzlich. Endlich sind die Sittiche oder langschwänzigen Papageien (Sittacinen mit 10 Gattungen in 139 Arten) am wenigsten in Afrika, sonst aber in dem ganzen Verbreitungsbezirk der Papageien vorhanden. Am bemerkenswertesten in dieser Verbreitung ist die Thatsache, daß die Papageien der neuen Welt keineswegs so scharf von denen der alten Welt sich trennen lassen, als dies bezüglich der übrigen Tierwelt meist der Fall ist. Einige amerikanische Gattungen haben daher auch in Afrika ihre Vertreter. Die erwähnten Nacht-Papageien und die Nestor-Papageien Neuseelands sind im Aussterben begriffene Typen der Vorzeit.

Grenzen des organischen Lebens im allgemeinen. Die Frage, ob es überhaupt auf der Erdoberfläche eine Grenze des organischen Lebens giebt, muß im allgemeinen verneint werden. Wenngleich einzelne Örtlichkeiten sich als vollkommen leblose öde Wüsten zu Land und zu Wasser darstellen, so ist andererseits, soweit der Forschergeist der Menschen bisher gedrungen, allenthalben an geeigneten Örtlichkeiten organisches Leben entdeckt worden.

Auf dem Festlande sind es die trockenen Wüsten der heißen und gemäßigten Zone und die mit ewigem Schnee und Eis bedeckten Strecken der Polarzone und der höchsten Berggipfel, welche dem Anscheine nach

unbewohnt sind. Aber auch die Wüsten haben ihre bleibenden und vorübergehenden Bewohner unter den Tieren sowohl wie unter den Pflanzen. Nicht nur in den Oasen, auch in wasserlosen Wüstenstrecken leben Tiere und Pflanzen. Mit merkwürdigem Scharfsinn entdecken aasfressende Vögel und Insekten ihre Beute in größter Ferne und folgen den Karawanenzügen. Wenn in seltenen Zeiträumen ein Regen den Boden netzt, so ergrünt derselbe plötzlich, ein Beweis, daß zahlreiche lebensfähige Samen, tierische Keime, Zwiebeln, Wurzelstöcke u. dgl. in ihm vorhanden sind (vergl. oben S. 9). Wunderbar sind manche Pflanzen der Dürre angepaßt und ebenso die scheuen und flüchtigen Tiere, die solche Gegenden durchstreichen. Selbst Menschen wagen es, ihren bleibenden oder zeitweiligen Aufenthalt in Wüsten aufzuschlagen, und so ist insbesondere die große Sahara keineswegs durchaus jene trostlose, alles Lebens bare Einöde, für die sie so häufig gehalten wird.

Ebenso haben die Polarfahrer in den höchsten erreichten Breiten, so Nares an der Nordwestküste von Grönland bis 83°, Weyprecht und Payer im Franz Josefsland bis 82° n. Br., Fridtjof Nansen noch weit nördlicher tierisches Leben gefunden. An geeigneten Stellen ist eine zwar kümmerliche, aber ausgebreitete Vegetation von Flechten, Moosen und Blütenpflanzen vorhanden, und selbst große Pflanzenfresser, wie Renntier und Moschusochse, finden in Ostgrönland noch unter 75° nördl. Br. ihre Nahrung. Reich ist das Meer an Seehunden, Walen und pelagischen Vögeln. In der südlichen Polarzone erreicht allerdings die Vegetation der Phanerogamen, wie es scheint, bereits auf der Inselgruppe Süd-Shetland (61—63° s. Br.) mit der Grasart *Aïra antarctica* ihre Grenze.

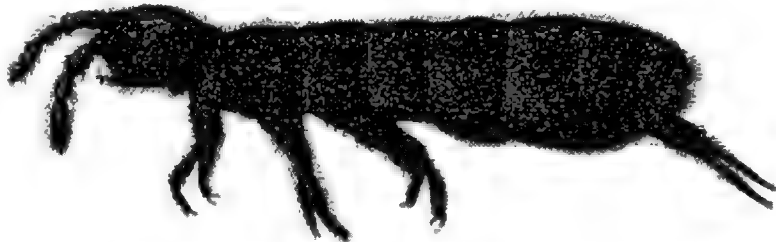
Die Hochgipfel aller Berge sind mit einer wenn auch spärlichen Vegetation bedeckt. Selbst über dem ewigen Schnee ragen einzelne steile Felsen hervor, an denen sich Flechten ansiedeln. Die höchsten Blütenpflanzen fand Schlaginweit auf dem Ibi-Gamin-Paß noch in einer Höhe von 6038 *m*. Der Condor erhebt sich, wie Humboldt beobachtete, hoch über den Gipfel des Chimborasso. Auch der ewige Schnee und die Oberfläche der Gletscher ist belebt. Professor Wittrock, der an Nordenskiölds Reise um Nordasien auf der Vega teilnahm, hat eine Abhandlung über die Eis- und Schnee-Flora veröffentlicht, in welcher er 37 Arten der Schneeflora und 10 Arten der Eisflora aufzählt. Es sind meist einzellige Algen, Fadenalgen (Konferven), unter denen das karminrote Schnee-Urkorn *(Protococcus nivalis)* am häufigsten vorkommt. Der Verfasser hält es für die an Individuen reichste Art der Erde. *Aucylonema Nordenskiöldii*, die nächst-häufigste Alge, ist purpurbraun, andere sind frisch grün; fast alle haben lebhafte Farben. Auch die Zahl der Schnee- und Eistiere ist bedeutender, als man bisher annahm. Außer dem bekannten Gletscherfloh (Fig. 50) wurden auf der Vegafahrt namentlich Würmer gefunden, die sich von den Algen nährten. Diese kleinen Wesen, besonders die Algen, befördern nicht unwesentlich das Schmelzen von Eis und Schnee.

In dem rötlichen Passatstaub des atlantischen Ozeans hat Ehrenberg ein reiches mikroskopisches Leben entdeckt.

Auch in den völlig lichtlosen Räumen der Höhlen und Bergwerkschachte fehlt es nicht an Leben. Während aus dem Pflanzenreiche nur chlorophyllfreie Pilze hier gedeihen, giebt es daselbst aus allen Klassen des Tierreichs Vertreter der unterirdischen Fauna; Fledermäuse, der südamerikanische Nachtpapagei (Guacharo, *Steatornis caribensis)*, der Proteus, die Zyklopenwelse, zahlreiche Käfer, Heuschrecken, Spinnen, Asseln, Schnecken u. a. gehören hierher.

Über die Grenze des Lebens im Ozean haben erst die neueren Untersuchungen, insbesondere die großartigen Forschungen der Challenger-, Tuscarora- und Gazellen-Expedition, in allen Ozeanen das überraschende Ergebnis geliefert, daß selbst die größten Tiefen desselben von einem reichen organischen Leben mannigfaltiger Art erfüllt sind. Kruster, Würmer, Weichtiere, Korallen, Stachelhäuter (besonders merkwürdige Seesterne), Schwämme mit Kieselnadeln, kalkhaltige Globigerinen (Kreidetierchen), kieselhaltige Diatomeen und Urwesen einfachster Art wurden aus den größten Tiefen heraufgefischt und die Thatsache festgestellt, daß viele dieser Wesen bei dem ungeheuren Drucke dieser Tiefe und bei einer ständigen Temperatur von mindestens 1° unter dem Gefrierpunkte fröhlich gedeihen. Da diese niedere Temperatur am Grunde des tiefen Ozeans selbst in der heißen Zone vorkommt, so ist hierdurch die Verbreitung nordischer Seetierformen über den ganzen Meeresgrund erklärlich.

Fig. 50.



Der Gletscherfloh *(Podura glacialis)*, stark vergrößert.

Im Gegensatz zu diesen Bewohnern der kalten Meerestiefen haben auch die heißen Quellen ihre eigentümliche Flora und Fauna. Man hat auf Island in siedendheißen Quellen noch Algen gefunden und in einer heißen Quelle von 94° C. in Alschier einen Käfer *(Hydrobius orbicularis)*. Zieht man übrigens in Betracht, daß von Menschen gelegentlich eine Lufttemperatur von — 67° in Nordost-Sibirien und Schattentemperaturen von über 50° in den Tropen ertragen werden, so ersieht man, daß auch der menschliche Organismus Temperatur-Unterschiede von weit über 100° C. aushält; nicht minder bedeutend sind die Unterschiede des Luftdrucks, welche Menschen ohne Nachteil bestehen, einerseits im Luftballon (Berson, 1894 zwischen Straßfurt und Kiel bis zu 9150 *m* emporgestiegen, maß 231 *mm* Luftdruck) und auf hohen Bergen, andererseits in der Taucherglocke am Meeresgrunde, in den Caissons bei Fundierung tiefer Brückenpfeiler und in den Tiefen der Bergwerke.

Eine absolute Grenze des tierischen und pflanzlichen Lebens scheint es daher auf der Erdoberfläche gar nicht zu geben, was freilich nicht ausschließt, daß einzelne mehr oder minder ausgedehnte Örtlichkeiten sich als thatsächlich unbewohnt darstellen.

Statistik der Pflanzen und Tiere. Die numerischen Verhältnisse der Tiere und Pflanzen eines geographischen Raumes gestatten mannigfache Einblicke in die Art der Besiedlung dieses Raumes durch organische Wesen. Zu den wichtigsten Daten in dieser Beziehung gehört die Zahl der Arten und die Zahl der Individuen in einem Gebiete. Die Flora und Fauna einer Gegend, eines Landes, eines Weltteiles umfaßt nämlich eine bald größere, bald geringere Zahl von Arten und von Individuen auf gleichem Flächenraume. Durch Vergleichung verschiedener Floren und Faunen erhält man eine Vorstellung von dem relativen Reichtum oder der Armut eines bestimmten Teiles der Erdoberfläche an Tier- und Pflanzenformen. Eine solche Vergleichung lehrt aber auch die Eigentümlichkeiten einer Flora und Fauna kennen, durch welche sich dieselbe von den benachbarten Floren und Faunen unterscheidet. Nach beiden Richtungen hin ist daher eine zunächst auf numerische Verhältnisse gegründete Betrachtung der verschiedenen Floren und Faunen, die Flora- und Fauna-Statistik, von hohem Interesse.

Die Zahl der Arten auf gleichem Areal nimmt gegen den Äquator ziemlich regelmäßig zu, mit Ausnahme der trockenen Erdstriche, namentlich der Wüsten, welche der Pflanzen- und Tierwelt auffallend ungünstig sind. Dabei wächst die Zahl der Arten mit der Größe des Gebietes, aber in einem sehr ungleichen Verhältnis. So hat z. B.:

die	Flora	von	Wien (auf 1760 *qkm*)	1397	Gefäßpflanzen,
„	„	„	ganz Unterösterreich (auf 19.824 *qkm*)	1711	„
„	„	„	Großbritannien (auf 230.000 *qkm*) . .	1488	„
„	„	„	Großbritannien nebst Irland (auf 314.000 *qkm*)	1529	„

Zu den artenreichsten Floren der Welt gehört die von Unteritalien, welches (ohne Sizilien) 3132 Arten zählt, ferner Britisch-Indien mit beiläufig 9000, Britisch-Guayana mit 3254, die Provinz Bahia in Brasilien mit 2804, das Kapland mit 6600, Westaustralien mit 3560 Phanerogamen. Zu den artenärmsten Floren gehören nicht nur polare Gegenden, wie z. B. Spitzbergen und Grönland, sondern auch manche uralte Kulturländer, wie Ägypten mit nur 854 meist eingeführten Arten, oder trockene, wasserlose Wüsten, wie die Sinai-Halbinsel mit 259 Arten und endlich die zerstreuten vulkanischen und Korallen-Inseln des hohen Ozeans.

Mit dem Reichtum an Pflanzenarten steht gewöhnlich auch eine reiche Tierwelt in Verbindung. Insbesondere ist es das Heer der Insekten, welches eine enge Abhängigkeit von der Florafülle eines Landes zeigt.

Neben dem Reichtum an Arten kommt noch die Individuenzahl jeder Art in Betracht. In dieser Beziehung verhalten sich die Arten außerordentlich verschieden; als Gegensätze dienen die isoliert oder sporadisch vorkommenden Arten und jene, die gesellig oft in ungeheuren Massen auftreten. Man hat hierbei noch zu unterscheiden die Häufigkeit der Fundorte und die Häufigkeit der Individuen an jedem Fundorte. Letztere ist bisweilen so groß, daß meilenweite Strecken des Meeres und des Festlandes entweder ausschließlich oder vorherrschend von den Individuen einer Art bedeckt werden und dadurch ein eigentümliches Aussehen erhalten. Beispiele solcher Fülle an Leben sind im Ozean die periodisch auftauchenden Quallen (Medusen), manche mikroskopische Organismen (Infusorien, Diatomeen), die dem Wasser auf meilenweite Strecken eine bestimmte Färbung verleihen oder des Nachts leuchten, das massenhafte Auftreten von Krustern und Fischen an der Oberfläche des Meeres, von manchen Muscheln (Austern, Miesmuscheln) und Korallen am Grunde des Meeres, die bekannten schwimmenden Tangwiesen (Sargasso-Seeen) und die submarinen Tangwälder der Südsee. — Auf dem Lande sind es die gesellig lebenden Pflanzen, welche tonangebend sind, besonders die Holzpflanzen, welche in reinen, dichten Beständen vorzukommen pflegen (wie z. B. Buchen, Eichen, Erlen, Birken, Fichten u. s. f.). Aber auch niedrige strauch- und krautartige Pflanzen bedecken in meilenweiter Ausdehnung bisweilen den Boden, wie das gemeine Heidekraut *(Calluna vulgaris)*, die Heidelbeere, die Torfmoose (Sphagnen), manche Gräser und Riedgräser. Zu den massenhaften Tiererscheinungen des Festlandes gehören die sogenannten Vogelberge und Vogelfelsen der Polargegenden, die Brutplätze der Wandertauben und Sumpfvögel, die unermeßlichen Herden der großen Pflanzenfresser, wie noch vor kurzem die der Büffel in den nordamerikanischen Prairieen und noch immer die der Antilopen auf den Grasfluren des tropischen Afrika. Daran schließen sich die Massen der Nager in den Steppenländern und die oft ungeheuren Schwärme der Insekten.

Kennt man die innerhalb eines gewissen Teiles der Erdoberfläche vorkommenden Pflanzen und Tiere ihrer Art und Individuenzahl nach sowie die Verteilung der Individuen innerhalb des Gebietes im einzelnen, so kennt man die Flora und Fauna desselben ihrem Inhalte, der Masse und der Dichte nach. Man hat aber zugleich das passende Material zur Ermittlung der sogenannten herrschenden, charakteristischen und vikarierenden Formen. Vorherrschend ist in einem Gebiete eine Art, die sich durch ihre Individuenzahl, also durch Massenhaftigkeit ihres Vorkommens vor andern auszeichnet. Herrschend sind aber auch Gattungen, Familien, Ordnungen, Klassen eines Gebietes, die durch die Zahl der Arten die übrigen übertreffen. Beispiele vorherrschender Arten sind soeben gegeben worden. Beispiele artenreicher systematischer Gruppen enthält fast jede Flora, jede Fauna. So pflegen die dikotylen Pflanzen in allen Floren stärker vertreten zu sein als die monokotylen, und zwar

ist das durchschnittliche Verhältnis 83 dikotyle auf 17 monokotyle unter 100 Phanerogamen. In unseren Ländern giebt es 8—9, im hohen Norden gar nur 3—4 artenreiche und daher herrschende Familien, welche die Hälfte aller Phanerogamen ausmachen. Charakteristisch ist für eine Flora oder Fauna eine Art, die derselben ausschließlich (endemisch) angehört. Man spricht aber auch von charakteristischen Gattungen, Familien u. s. f. und versteht darunter solche, die einem Gebiete entweder ausschließlich oder vorherrschend angehören, d. h. hier das absolute oder relative Maximum ihrer Arten haben. So sind Schnabeltier und Ameisenigel charakteristische Arten, die Monotremen und Beuteltiere charakteristische Ordnungen der australischen Fauna, obgleich letztere auch in Amerika gefunden werden. Vikarierende (stellvertretende) Arten heißen jene, die an einem Standort oder in einem Erdstriche eine ähnliche, verwandte, aber nicht identische Art gleichsam ersetzen, indem sie ihre Form oder ihr Vorkommen daselbst sehr ähnlich widerspiegeln. So hat Nordamerika im Vergleiche mit Europa sehr viele vikarierende Arten von Pflanzen und Tieren; auf Kalkboden vorkommende Pflanzen werden, wie bereits oben bemerkt wurde, mitunter in demselben Gebirge auf Schieferboden von nahe verwandten Arten wie abgelöst.

Die statistische Methode liefert das Material zur Beantwortung vieler pflanzen- und tiergeographischen Fragen, weshalb sie in neuerer Zeit von A. de Candolle und A. Engler bezüglich der Pflanzen und von A. Wallace bezüglich der Tiere vielfach angewendet wurde. So hat insbesondere A. Wallace in seiner «geographischen Zoologie» die Verbreitung der Familien der Säugetiere, Vögel, Reptilien und Amphibien nach seinen 24 Subregionen tabellarisch zusammengestellt, wobei die Verbreitung derselben in der alten und neuen Welt ungemein deutlich hervortritt. Beispielsweise möge hier die Verbreitung der ersten 3 Ordnungen der Säugetiere angeführt werden. Die Affen (Primaten) umfassen 8 Familien mit 41 Gattungen und 273 Arten; die Flattertiere (Chiropteren) 5 Familien mit 179 Gattungen und 385 Arten; die Insektenfresser (Insectivoren) 9 Familien mit 27 Gattungen und 82 Arten. Bei den Affen tritt der tropische Charakter und die scharfe Scheidung der Formen der alten und neuen Welt hervor. Am merkwürdigsten ist die Verbreitung der Flattertiere. Die Familie der Vespertilioniden ist kosmopolitisch oder pandemisch. Die Früchtefresser (Pteropiden) sind tropisch-altweltlich. Die amerikanischen Blattnasen (Phyllostomiden) sind eine vikarierende Form der altweltlichen Hufeisennasen (Rhinolophiden). Die Insektenfresser fehlen der australischen Region gänzlich. Sonst ist aber die Verteilung der Familien eine sehr ungleiche. Während z. B. die Pelzflatterer (Galeopithekiden) und Gold-Maulwürfe (Chrysochloriden) nur einer der 24 Subregionen angehören, sind die eigentlichen Maulwürfe (Talpiden) in der ganzen nearktischen und palaearktischen Region, die Spitzmäuse (Soriciden) überdies noch in der äthiopischen und orientalischen Region verbreitet u. s. f. (Vergl. die nebenstehende Tabelle.)

Verteilung der ersten drei Säugetierordnungen in den Regionen und Subregionen.

Nach A. Wallace.

	Gattungen	Arten	Neotropische				Nearktische				Palaearktische				Äthiopische				Orientalische				Australische			
			Region																							
			1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
			Subregionen																							
I. Ordnung: Primates.																										
Fam. 1. Simiidae	4	12	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	2	.	.	.	.	3	4	.	.	.	.
2. Semnopithecidae	2	30	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	4	1	2	.	.	1	2	3	4	.	.	.	.
3. Cynopithecidae	7	67	.	.	.	.	.	.	.	.	.	2	.	4	1	2	3	.	1	2	3	4	1	.	.	.
4. Cebidae	10	78	.	2	3	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
5. Hapalidae	2	32	.	2	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Unterordnung: Lemuroidea.																										
6. Lemuridae	11	54	.	.	.	.	.	.	.	.	1	1	1	1	.	2	3	4	.	.	.	.	.	.	.	.
7. Tarsiidae	1	1	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	4	.	.	.	.
8. Chiromyidae	1	1	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	4	.	.	.	.	.	.	.	.
II. Ordnung: Cheiroptera.																										
9. Pteropidae	9	65	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	.
10. Phyllostomidae	31	60	1	2	3	.	1	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
11. Rhinolophidae	7	70	.	.	.	.	.	.	.	.	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	.	.
12. Vespertilionidae	18	200	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
13. Noctilionidae	14	50	1	2	3	4	1	.	.	.	.	2	.	.	1	2	3	4	1	2	3	4	.	.	.	4
III. Ordnung: Insectivora.																										
14. Galeopithecidae	1	2	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	4	.	.	.	.
15. Macroscelididae	3	10	.	.	.	.	.	.	.	.	.	2	.	.	1	.	3	.	.	.	.	.	.	.	.	.
16. Tupaiidae	3	10	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	2	3	4	.	.	.	.
17. Erinaceidae	2	15	.	.	.	.	.	.	.	.	1	2	3	4	.	.	3	.	1	2	.	4	.	.	.	.
18. Centetidae	6	10	.	.	.	4	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	4	.	.	.	.	.	.	.	.
19. Potamogalidae	1	1	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	2	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
20. Chrysochloridae	2	3	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	3	.	.	.	.	.	.	.	.	.
21. Talpidae	8	19	.	.	.	.	1	2	3	4	1	2	3	4	.	.	.	.	.	.	3	.	.	.	.	.
22. Soricidae	1	12	.	.	3	.	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	.	.	.	.

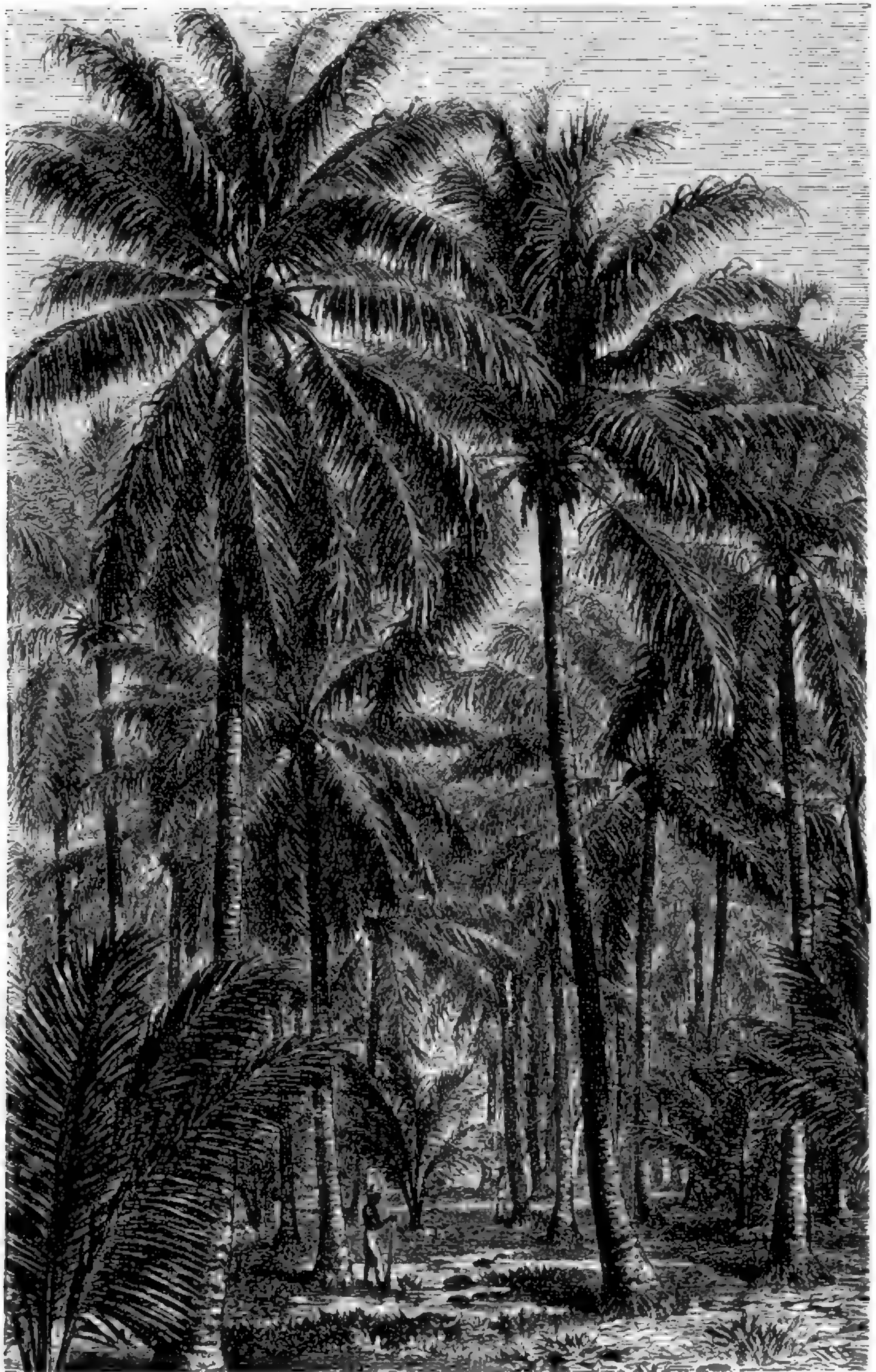
Physiognomik der Pflanzen und Tiere. Die Pflanzendecke und die Tierwelt einer Gegend erhalten oft durch gewisse auffallende und tonangebende Formen des Pflanzen- und Tierreiches ein bestimmtes Gepräge und dienen in hervorragender Weise dazu, eine Gegend zu charakterisieren. Dies gilt insbesondere von der an ihren Standort gefesselten Pflanzenwelt, welche den größeren Teil der festen Erdoberfläche als Vegetationsdecke bekleidet. Aber auch die Tierwelt hat solche ausdrucksvolle Formen, und diese dienen als Staffage der Landschaft, zur Charakteristik ihrer Physiognomie ebenso wie die eigentümlichen Gestalten des Pflanzenreiches. A. von Humboldt hat in seinen Ideeen zu einer Physiognomik der Gewächse eine Anzahl der ausgeprägtesten Pflanzenformen aufgestellt und deren Einfluß auf das landschaftliche Bild einer Gegend hervorgehoben sowie den Umstand betont, daß oft systematisch sehr verschiedene Formen habituell in ihrer Gesamtwirkung sehr ähnlich sind. Zu diesen physiognomisch tonangebenden oder repräsentierenden Pflanzengruppen gehören z. B. die edle Form der Palmen, der Bananen, die kolossalen Stämme der Malvazeen und Bombazeen mit wolligen und gelappten Blättern und großen, prachtvollen Blüten im Gegensatze zu der zarten, duftigen Form der Mimosen; die seltsame, plumpe Kaktusform, deren Analogieen sich unter den Euphorbiazeen und Stapeliazeen wiederfinden und die ähnliche steife Form der Aloes im Gegensatze zu der beweglichen Form der Gräser und Farne; die Form der Nadelhölzer gegenüber den zartblättrigen, nur sommergrünen und den dickblättrigen, immergrünen Laubhölzern und viele andere mehr. Im Tierreiche bieten große und auffallende Formen sowie andererseits kleine, aber durch ihr Massenvorkommen ausgezeichnete Tiere nicht minder tonangebende physiognomische oder habituelle Gruppen, welche zur Charakteristik einer bestimmten Gegend beitragen, wie beispielsweise die großen Dickhäuter und Raubtiere, ferner Vögel und Insekten, wenn sie zu Tausenden vereint in ganzen Schwärmen auftreten. Ein Beispiel solcher Tierfülle stellen die Vogelberge des hohen Nordens vor, die als Brutplätze und Aufenthaltsort der nordischen Schwimmvögel dienen. Beistehendes Vollbild (Fig. 51) von Pechuel-Loesche giebt das reiche Tierleben der ostsibirischen Küste südlich vom Kap Navarin anschaulich wieder, indem es das Schwärmen und Fischen der Schwimmvögel daselbst zeigt. Nirgends sieht man von der Beringsstraße bis zur Südspitze Kamtschatkas an einem Orte solche ungeheure Mengen von Seevögeln gleichzeitig auf dem Meere, in der Luft und auf den Abhängen der Berge wie dort. Das Kommen und Gehen derselben geschieht in einem förmlichen Ab- und Zuströmen von Hunderttausenden; der Lärm dabei ist betäubend in der Nähe und noch aus weiter Ferne wahrzunehmen.

Die physiognomische Betrachtungsweise hat zunächst eine ästhetische Bedeutung, so namentlich für Naturschilderungen und Landschaftsmalerei, sie wirkt jedoch überhaupt anregend auf den Natursinn des Menschen und führt zum Bewußtsein der habituellen Verschiedenheit der eine



Fig. 51.

Fig. 52.



Kokospalmen bei Pulo-Pinang in Ostindien. (Nach einer Photographie.)

Gegend bewohnenden Lebewesen. Die Physiognomik der Lebewesen hat demgemäß auch eine große geographische Bedeutung. In physiognomischer Beziehung muß die alte Einteilung der Pflanzen in Bäume, Sträucher und **Kräuter** festgehalten werden.

Unter diesen sind wieder zunächst die Holzpflanzen (Bäume und Sträucher) durch ihre Größe sowie oft durch die Massenhaftigkeit des Vorkommens auffallend und tonangebend. Bei ihnen kommt es hauptsächlich auf die vegetativen Organe, Stamm und Laub, weniger auf die Blüten und deren Bau oder auf die Früchte an. Unter den Bäumen

Fig. 53.



Baumfarn *(Alsophila armata).*

Fig. 54.

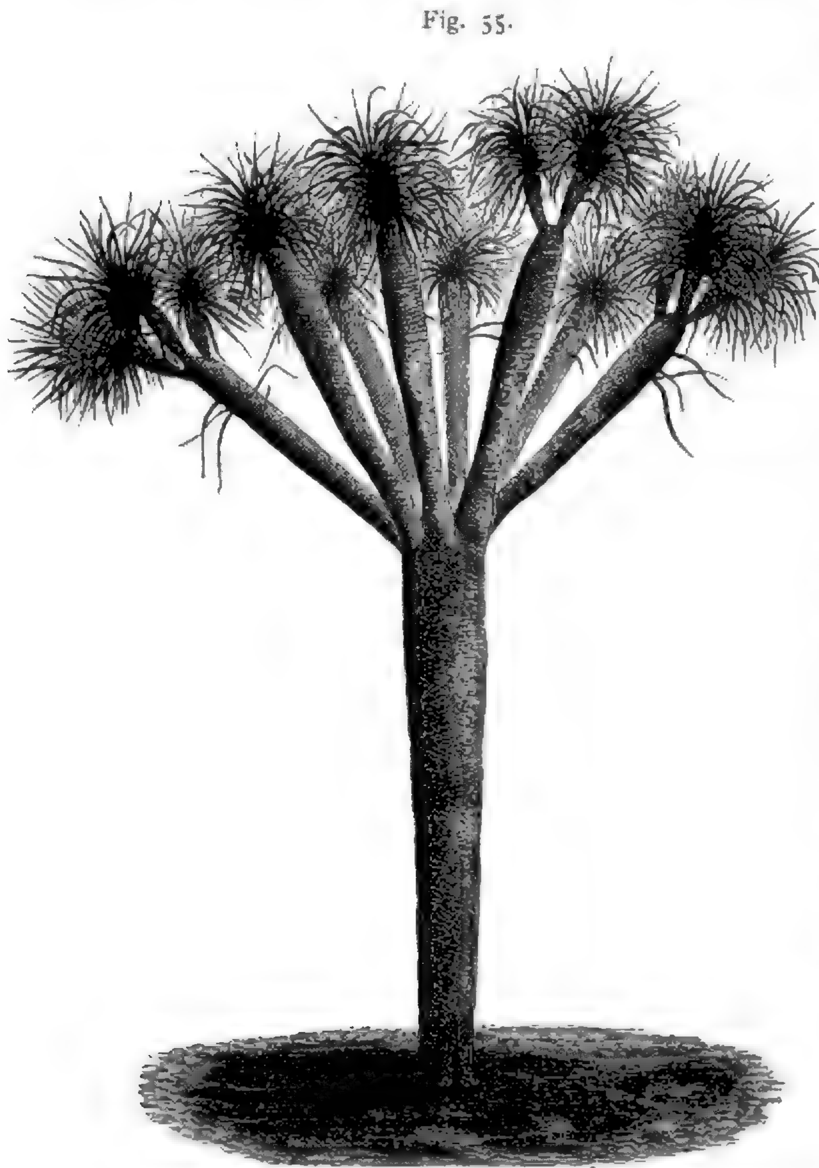


Zapfenpalme *(Cycas circinalis).*

sind wieder die auffälligsten jene, welche einen einfachen, unverzweigten Stamm mit einer mächtigen Blätterkrone am Gipfel haben («Schopfvegetation»). Hierher gehören die Farnbäume, Zykadeen (auch Zapfenpalmen oder Zapfenfarne genannt), Grasbäume, Lilienbäume, vor allen aber die echten Palmen, die nicht mit Unrecht von Linné «Fürsten des Pflanzenreiches» genannt wurden. Die typische Palme hat einen schlanken, einfachen Holzstamm mit einer Krone von einfach gefiederten oder fächerförmigen, meist riesengroßen Blättern. Diese typische Form wird am besten durch die Kokospalme (Fig. 52) vergegenwärtigt. Zwergpalmen, unförmlich dicke Palmen, wie die echte Sagopalme, endlich ästige Palmen, wie die

afrikanische Dumpalme oder die indischen Rottang- oder Rohrpalmen sind Ausnahmen. Die Farnbäume haben einen von Blattstielresten und Wurzelfasern dicht umhüllten Stamm und zarte, mehrfach fiederteilige, sich schneckenförmig aufrollende Blätter am Gipfel (Fig. 53). Die Mitte zwischen Palmen und Farnen hält die erdgeschichtlich uralte Form der Zykadeen ein, mit einfachen, kurzen, dicken Stämmen und steifen, einfach gefiederten, wie bei den Farnen sich schneckenförmig aufrollenden Blättern (Fig. 54.) Die Lilienbäume (Pandanusform) umfassen verschiedene einfache oder wenig, oft sparrig verzweigte Holzstämme mit ungeteilten schmalen, meist stachlich gesägten dünnen oder dicken Blättern am Gipfel des Stammes und der Äste. Die eigentlichen Pandaneen der Tropen mit dünnen, spiralig angeordneten Blättern, die mejicanischen Baumlilien, die afrikanischen Drachenbäume und Aloes gehören hierher. Die Drachenbäume (Fig. 55 und 56) haben grasähnliche Blätterbüschel an den Enden der Äste. Aus den Blattnarben quillt das harzige Drachenblut. Mitunter erreichen sie ein hohes Alter, wie der durch Humboldt berühmt gewordene, 1869 durch einen Sturm vernichtete Drachenbaum von Orotava (Fig. 56). Die australischen Grasbäume (Xanthorrhoeenform) haben echte Grasblätter am Gipfel der kurzen, dicken Stämme. Hier schließen sich am besten die baumartigen Rohrgräser (Bambusenform) an. Im Gegensatz zu den plumpen Grasbäumen

Fig. 55.



**Junger Drachenblutbaum *(Dracaena draco L.)*.
Auf dem englisch-deutschen Friedhofe bei Funchal auf Madeira.
Nach einem Aquarell von Pechuel-Loesche.**

ist dies eine sehr schlanke, duftige Baumform der Tropenländer, deren knotige Stämme kurze beblätterte Zweige tragen, büschelweise beisammenstehen und dadurch den Eindruck großer Bäume machen. Die P a r a d i e s b ä u m e (Bananenform) sind eigentlich keine Holzpflanzen, sondern Kräuter, gleichen aber kleinen Palmen, weshalb man sie physiognomisch mit zum Typus der Schopfvegetation rechnen darf; sie haben riesengroße ungeteilte, seitlich leicht einreißende Blätter. Sie gehören zu den auffälligsten Tropenpflanzen, wie die bekannten Bananen und der Wasserbaum Madagaskars (Ravenala, *Urania speciosa*) und werden daher auch von Malern mit Vorliebe zur Charakteristik tropischer Gegenden verwendet.

Fig. 56.



Humboldt's alter Drachenblutbaum (*Dracaena draco L.*) bei Orotava auf Tenerife.
Nach einer Originalzeichnung von J. S e l l e n y.

Die übrigen, n i c h t z u r S c h o p f v e g e t a t i o n g e h ö r i g e n B ä u m e zeichnen sich durch den vielverzweigten Hauptstamm aus, dessen Äste meist erst in einer gewissen Höhe über dem Boden eine gewöhnlich dichtbeblätterte Krone bilden. Nach der Beschaffenheit der Blätter unterscheidet man N a d e l h ö l z e r und L a u b h ö l z e r. Die Form der N a d e l h ö l z e r mit starren, immergrünen, nadelförmigen Blättern ist nicht nur unter den Koniferen, sondern auch in anderen Pflanzenfamilien, z. B. bei den baumartigen Erikazeen zu finden. Andererseits giebt es Koniferen mit jährlich abfallenden, mit breiten flachen und mit winzig kleinen schuppenförmigen Blättern. Die L a u b h ö l z e r zerfallen physiognomisch in sommergrüne und immergrüne. Zu den i m m e r g r ü n e n Laubhölzern gehört beispielsweise die L o r b e e r f o r m mit breiten, glänzendgrünen, dicken, lederartigen Blättern; die O l i v e n f o r m mit schmalen, mattgrünen, lederartigen Blättern; die E u k a l y p t u s-

form mit breiten und schmalen, oft sichelförmig gebogenen, blaugrünen, glanzlosen Blättern, deren Blattspreite meist vertikal steht und daher wenig Schatten giebt. — Es giebt auch Laubhölzer mit abfälligem Laub, welche dicke, lederartige Blätter haben, wie die Sykomorenform. Die meisten sommergrünen Laubhölzer sind jedoch zugleich zartblättrig, wie bei der einheimischen Buchenform, Eichenform, Weidenform, Lindenform, Eschenform. Ausländische Formen von zartblättrigen Laubhölzern sind die Bombazeenform, dicke Bäume mit großen, rundlichen, handförmig geaderten und gelappten Blättern, die Tamarindenform, mit einfach gefiederten, die Mimosenform mit doppelt gefiederten Blättern.

Eigentümliche tropische Baumformen, welche aussehen, als wären sie durch Verwachsung mehrerer Bäume untereinander entstanden, sind: die Banjanenform, die *Ficus religiosa* Indiens, die aus ihren Kronen Luftwurzeln herabsendet, aus denen Tragsäulen eines ganzen Einbaumwaldes werden; ferner die Mangrovenform (Vollbild Fig. 57), Bäume des Meeresstrandes mit hohen Wurzelgestellen, deren Samen auf der Mutterpflanze keimen und Wurzeln herabsenden, bis sie den Boden erreichen und zu neuen Bäumen heranwachsen. Diese Formen bilden daher Baumgruppen, in denen die einzelnen Individuen und überhaupt die zusammengehörigen Stämme und Wurzeln oft schwer oder gar nicht zu entwirren sind.

Die Sträucher sind kleinere Holzpflanzen, welche vom Boden aus sich verzweigen. Hieher gehören beispielsweise mit nadelförmigen Blättern die Krummholzform, die Erikenform; mit lederartigen, breiten steifen und immergrünen Blättern die Myrtenform, die Proteazeenform; mit sommergrünen Blättern die Form der Dornsträucher, der Rosensträucher; die für Australien so charakteristische Scrubform besteht aus einem fast undurchdringlichen Dickicht von Sträuchern der Proteazeen- und Erikenform.

Eine höchst eigentümliche Gruppe von Holzpflanzen zeichnet sich dadurch aus, daß ihre Blattbildung unterdrückt ist und daß sie daher auf den ersten Blick blattlos erscheinen. Hieher gehört die australische Kasuarinenform mit gegliederten, schachtelhalmartigen Zweigen, die Spartiumform mit binsenförmigen Zweigen, die Zypressen- und Tamariskenform mit dünnen Zweigen, die von winzigen schuppenförmigen Blättern dicht bedeckt sind.

Manche physiognomische Gruppen enthalten teils Holzpflanzen, teils Kräuter. Hieher gehören die Saftpflanzen (Sukkulenten) mit dicken fleischigen Stengeln oder Blättern. Unter ihnen umfaßt die Kaktusform hohe Bäume, holzige Sträucher und saftige Kräuter, deren Stämme säulenförmig, blattartig oder kürbisartig gestaltet und scheinbar blattlos sind. Die Agavenform mit einer riesigen Blattrosette von fleischigen Blättern und mit kolossalen Blütenschäften gehört eigentlich zu den vieljährigen, aber nur einmal blühenden Kräutern. Die Gruppe der Schling-

Fig. 57.



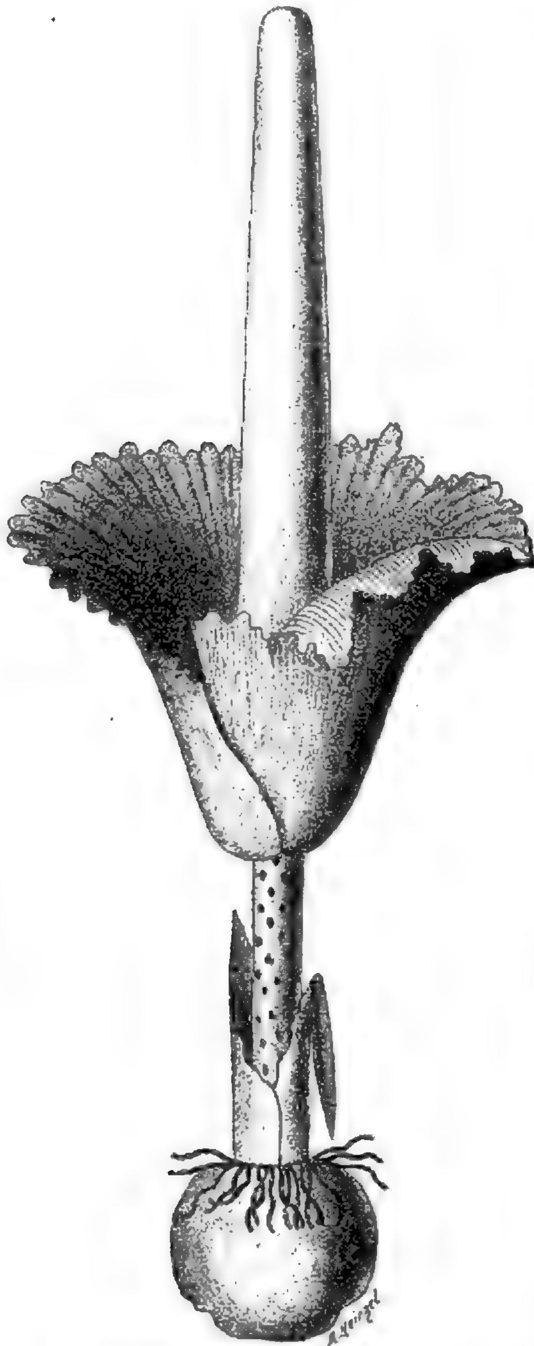
Mangrovenwald bei Goa an der Malabar-Küste zur Zeit der Ebbe.

(Nach einer Photographie.)

pflanzen enthält holzige Pflanzen, wie die Lianenform, und krautartige, wie den Hopfen, die Winden und Kürbisse. Auch die Gruppe der Epiphyten (d. h. schmarotzende oder nicht schmarotzende Aufwachser auf anderen Gewächsen, meist Bäumen) enthält strauchartige Formen, wie die Loranthusform (Misteln), und krautartige, wie die baumbewohnenden Orchideen und Farne.

Die meisten Kräuter haben oberhalb der Erde keine holzigen Achsen und erneuern sich nicht aus unterirdischen Stengelteilen; sie blühen oft nur einmal im Leben und sterben dann ab. Solche Kräuter sind nach der Lebensdauer ein-, zwei-, oder vieljährig. Andere Kräuter hingegen haben unterirdische fleischige oder holzige Achsen (Zwiebeln, Knollen, Wurzelstöcke), welche jährlich oberirdische einjährige blühende Stengel entwickeln. Es sind dies die ausdauernden oder perennierenden Kräuter. Perennierende Kräuter, deren oberirdische Stengel am Grunde mehr oder weniger verholzen, heißen Stauden oder Halbsträucher. Andere physiognomisch wichtige Formen von Kräutern sind: die Immortellenform mit allmählich austrocknenden Blüten; die Distelform, stachlige Kräuter mit zusammengesetzten Blüten oder gedrungenen Blütenständen; die Umbelliferenform, Kräuter mit hohlen Stengeln, bauchigen Blattscheiden, fiederschnittigen Blättern und Dolden als Blütenständern; die Aroideenform mit pfeil- oder herzförmigen, bisweilen auch geteilten grundständigen Blättern und mit Blütenkolben, die von großen Blütenscheiden eingehüllt sind; die Form der Farnkräuter, Laub-Kryptogamen mit schönen, meist mehrfach geteilten Blättern (Wedeln). Die Form der Gräser (Gramineen) ist durch den rasenartigen Wuchs, die knotigen, hohlen Stengel, die schmalen mit Blattscheiden befestigten Blätter höchst ausgezeichnet; die Form der Halb-

Fig. 58.



Die größte Riesenblume der Welt
(Amorphophallus Titanum Beccari).

gräser (Zyperazeen) hat knotenlose, dreikantige Halme, scharfe, schneidende Blätter, die Binsenform glatte, runde, von Mark erfüllte, blattlose Halme u. s. f. Von den Kryptogamen sind erwähnenswert die Moosform, zierliche Pflänzchen, von deutlichen meist schön grünen Blättern dicht beblättert, die Flechtenform, blattlose, krustenförmige, seltener laubartige oder zwergstrauchartige Pflanzen, an Felsen, auf der Erde und an Bäumen sich ansiedelnd; die Algenform, im Meere als Tange, im Süßwasser als Gallerttange, als Wasserfäden, als Armleuchtergewächse und dgl. erscheinend.

Zu den physiognomisch auffälligsten Pflanzenformen gehören die sogenannten Riesenblumen der tropischen Gegenden, wie die berühmte *Rafflesia Arnoldi R. Br.* oder die neuerlich (1878) durch Beccari entdeckte Riesen-Aroidee *Amorphophallus Titanum*. Diese gilt als die größte bisher bekannte «Blume». Sie wächst in den schattenreichen Wäldern des westlichen Sumatra und hat einen bis 50 *cm* hohen Wurzelknollen, aus dem ein Schaft von 1 *m* Höhe entspringt, der einen 1.6 *m* langen, 20 *cm* dicken Kolben trägt. Dieser Kolben ist am untern Ende von einer 70 *cm* hohen, 83 *cm* breiten, am obern freien Rande 2.5 *m* messenden Spatha umgeben, welche, als Blume betrachtet, an Umfang alle übrigen Riesenblumen übertrifft (Fig. 58).

Klimatische Verteilung. Wichtiger als die physiognomischen oder habituellen Gruppen der Tiere und Pflanzen sind die klimatischen, die die Abhängigkeit der Organismenverbreitung von klimatischen Einflüssen, namentlich von den Temperaturverhältnissen verraten. Das Klima ändert sich aber nach der geographischen Breite und nach der Erhebung über die Meeresfläche und es läßt sich daher nach beiden Richtungen eine Anzahl klimatisch sehr verschiedener Gürtel (Zonen und Regionen) unterscheiden. Doch ist es gut, sich stets gegenwärtig zu halten, daß die klimatischen Verhältnisse nicht die einzigen maßgebenden Faktoren der Verbreitung und Verteilung der Organismen sind, sondern daß unter gleichen klimatischen Verhältnissen sehr verschiedene Pflanzen und Tiere leben können, sowie umgekehrt unter verschiedenartigen klimatischen Einflüssen oft sehr ähnliche Tier- und Pflanzenformen vorkommen.

Pflanzen-Zonen. Die älteren Pflanzengeographen, A. v. Humboldt, J. Meyen und F. Unger, welche dem Klima den größten Einfluß auf die Verteilung der Pflanzen zuschrieben, haben auf eine anschauliche Weise die Vegetation der Zonen und Regionen geschildert, dieselben untereinander und mit der mittleren Jahres- und Sommerwärme verglichen. Man kann auf ähnliche Weise die Tierwelt nach klimatischen Zonen betrachten und erhält so äußerst anregende Naturgemälde (Zonenbilder), die freilich allmählich ineinander übergehen und daher keine scharfe Trennung zulassen.

Außer der Äquatorialzone unterscheidet man auf der nördlichen, sowie auf der südlichen Halbkugel noch 8 weitere klimatische Gürtel, welche entsprechend dem ungleichen Wechsel von Tag und Nacht und

den klimatischen Verschiedenheiten auch eine große Verschiedenheit ihrer organischen Erzeugnisse besitzen. Diese Zonen und ihre charakteristische Vegetation sind in Kürze geschildert folgende:

1. Die Zirkumpolarzonen (90—82° n. u. s. Br., zur Zeit jedoch nur von der Nordhälfte der Erde bekannt, Mitteltemperatur des Sommers oder der Vegetationszeit —0,7 bis + 1°). Das Land ist fast ganz mit ewigem Schnee und Eis bedeckt; nur an schneefreien Felsabhängen und besonders geschützten Standorten können sich Kryptogamen (Flechten und Moose) und einzelne krautartige Blütenpflanzen ansiedeln.

2. Die Polarzonen (82—72° n. u. s. Br., M. T. 1—2°). Eine äußerst dürftige und gleichförmige Vegetation und Fauna, vorwiegend aus zirkumpolaren Arten zusammengesetzt. Bäume fehlen, ebenso fast überall Kulturpflanzen. Vorherrschend sind kleine rasenbildende, höchstens spannenlange Kräuter mit kriechenden Wurzeln und großen Blüten, doch kommen schon einzelne niedere Sträucher vor.

3. Die arktische, bez. antarktische Zone (72—66° n. u. s. B., M. T. 2—4°). Grenze der Baumvegetation und Bodenkultur. Nur wenige Bäume (Birken, Föhren, Fichten, Lärchen, Espen), zahlreichere Sträucher. Wiesen sind selten; Erdflechten und Torfmoose überziehen ungeheuere Flächen. In Amerika fast dieselben Arten wie in Europa oder doch nahe Verwandte, die den nämlichen Gattungen angehören.

4. Die subarktische, bez. subantarktische Zone (66—58° n. u. s. Br., M. T. 4—6°). Nadelhölzer, Birken und Weiden herrschen vor. Buchen, Äpfel, Kirschen, Birnen nur an der Äquatorialgrenze. Sehr wenig Getreidebau, einzelne Küchenpflanzen. Die subantarktische Zone (Neu-Shetland, Südgeorgien u. s. f.) hat noch Polarcharakter.

5. Die kälteren gemäßigten Zonen (58—45° n. u. s. Br. — M. T. 6—8°).

Nördl. Halbkugel. Laubwälder aus Buchen neben Fichten- und Tannenwäldern mit Hopfen, Epheu und Haselnußsträuchern. Ausgedehnte Wiesen, große Heiden, Torfmoore und Steppen. In Amerika noch meistens dieselben Gattungen, aber verschiedene Arten. Getreide- und Obstbau.

Südl. Halbkugel. Immergrüne Zwergwälder, Wiesen, Heiden und Torfmoore aus zum Teil eigentümlichen Gattungen, zum Teil an nordeuropäische Formen erinnernd.

6. Die wärmeren gemäßigten Zonen (45—34° n. u. s. Br. — M. T. 8—17°).

Nördl. Halbkugel. Immergrüne, sehr verschiedenartige Laubhölzer (Eichen, Oliven, Myrten, Lorbeer, Orangen, Zwergpalmen), Reben, Rosen, sehr viele Labiaten; in Amerika viele Eichen und Kompositen.

Südl. Halbkugel. Teils immergrüne, teils nur sommergrüne Laubhölzer. Vegetation sehr verschiedenartig in Neuseeland, in Australien und Tasmanien sowie in Chile und Argentinien; ebenso abweichend von der Vegetation der entsprechenden Zone auf der nördlichen Halbkugel.

7. Die subtropischen Zonen (34—23° n. u. s. Br. — M. T. 17—21°).

Sie sind durch einen großen Reichtum an Bäumen mit dicken, lederartigen, glänzenden Blättern charakterisiert. Doch ist hier die Vegetation der alten und neuen Welt, sowie die der nördlichen und südlichen Halbkugel bereits so verschiedenartig, daß sich eine kurze allgemeine Schilderung nicht geben läßt.

8. Die tropischen Zonen (23—15° n. u. s. Br. — M. T. 21—26°). Zu den Bäumen der subtropischen Zone gesellen sich auch baumartige Farne und Gräser. Palmen, Bananen, riesige Aroideen sind vorherrschend. An den Küsten finden sich Mangrovenwälder, im Innern Wälder von Feigenbäumen.

9. Die Äquatorialzone (von 15—0° n. u. s. Br. — M. T. 25—28°). Hier tritt das Pflanzenleben in größter Masse und Mannigfaltigkeit auf. Urwälder mit riesigen Stämmen, von Lianen umsponnen und dadurch undurchdringlich, während die schlanken Schäfte einiger Palmen hoch emporragen, einen «Wald über dem Walde» bildend. Höchste Entwicklung der Pflanzenparasiten: Orchideen, Aroideen und die rätselhaften Wurzelparasiten. — Doch finden sich selbst in dieser Zone Landstriche, die des eben geschilderten üppigen Pflanzenlebens entbehren, wie die Llanos am Orinoko, die Kampos Brasiliens, die Savanen Afrikas. In wasserarmen Gegenden giebt es auch hier lichte Wälder (Katingas) mit Laubfall während der trockenen Jahreszeit, wie er auch dem Baobab, diesem kolossalen Charakterbaum der afrikanischen Tropen, eigen ist.

Pflanzen-Regionen. Den 9 pflanzengeographischen Zonen entsprechend werden 9 mit ähnlichen klimatischen Verhältnissen verbundene Höhenregionen angenommen, die schichtweise übereinander liegen, in ihrer Gesamtheit und am reinsten ausgeprägt jedoch nur in den höchsten Gebirgen der Äquatorialzone vorkommen.

Man unterscheidet hier, vom Meere aufsteigend, nach Humboldt:

1. Die Regionen der Palmen und Bananen (0—600 *m*),
2. die Region der baumartigen Farne und Feigen (600—1200 *m*)
3. die Region der Myrten und Lorbeeren (1200—1900 *m*),
4. die Region der immergrünen Laubhölzer (1900—2500 *m*),
5. Die Region der sommergrünen Laubhölzer (2500—3000 *m*),
6. die Region der Nadelhölzer (3000—3800 *m*),
7. die Region der Alpensträucher (3800—4400 *m*),
8. die Region der Alpenkräuter (4400—5000 *m*),
9. die Schneeregion (5000 *m*).

Den Schluß über 5000 *m* macht eine Schneeregion, welche von manchen auch als Kryptogamenregion bezeichnet wird, da selbst oberhalb der ewigen Schneegrenze an steilen Felsen Kryptogamen (Moose und Flechten) aufzutreten pflegen.

Nachstehendes Schema macht die relative Höhe dieser Regionen in den verschiedenen Zonen sowie die Analogie zwischen den pflanzengeographischen Zonen und Regionen anschaulich. Doch stimmen natürlich die mittleren Jahrestemperaturen der Hochregionen der Tropen nicht mit

denjenigen der entsprechenden Breitenzonen überein, da für die letzteren die Temperaturen während der Vegetationszeit, also die der warmen Jahreszeit allein maßgebend sind. Außerdem kommt den Hochgebirgspflanzen ungleich mehr als z. B. den polaren Gewächsen der Niederung die Bodenwärme zugute. In der dünnen und trockenen Atmosphäre des Hochgebirges übertrifft nämlich die Wärme des Bodens diejenige der Luft infolge der kräftigeren Sonnenbestrahlung um so mehr, je höher man emporsteigt: bei 1000 *m* beträgt in unseren Alpen dieser Überschuß 1.5°, bei 1600 *m* schon 2.4°, bei 2200 *m* 3.6°. Aus dieser Ursache erklärt es sich, weshalb die Holzgewächse der Hochregionen durchweg das Bestreben zeigen, sich dem Boden nahe anzuschmiegen.

Vergleichende Darstellung der Pflanzen-Zonen und Regionen.

Höhen-Region	über Meter
IX.	5000
VIII.	4400
VII.	3800
VI.	3000
V.	2500
IV.	1900
III.	1200
II.	600
I.	0

Schnee- oder Kryptogamen-Region
Alpen-Kräuter
Alpen-Sträucher (Alpenrosen)
Nadel-Hölzer
Sommergrüne Laubhölzer
Immergrüne Laubhölzer
Myrten und Lorbeern
Farne u. Feigen
Palmen

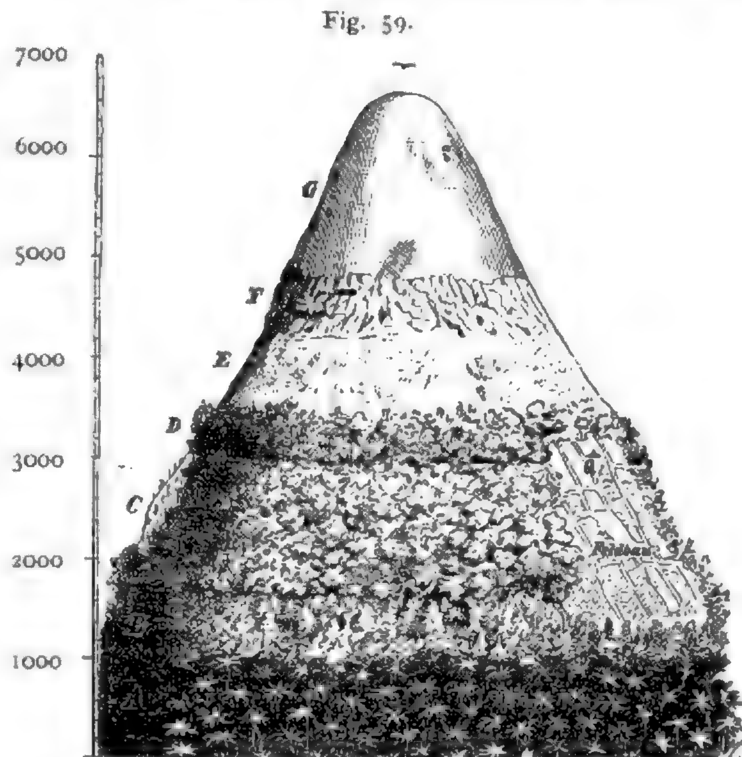
Entsprechende Zonen	äquatoriale	tropische	subtrop.	wärm. gem.	kältere gem.	subarkt.	arktische	Polar-Zone	Zirkumpolarzone
Breitenlage	0—15	15—23	23—34	34—45	45—58	58—66	66—72	72—82	82—90

Übrigens sind selbst in den Tropenländern die theoretisch angenommenen 9 Höhenregionen keineswegs ausnahmslos vorhanden, häufig

werden die bezeichneten Formen durch analoge (vikarierende) ersetzt, oder es tritt eine eigene Reihe von charakteristischen Pflanzenformen auf. So unterscheidet A. von Humboldt am Chimborazo von unten nach oben nur 7 Regionen, nämlich: 1. Palmen, 2. Baumfarne, 3. Cinchonen, 4. Befarien, 5. Gräser, 6. Alpen-Kräuter, 7. Schneeregion. Hier vertreten die charakteristischen Cinchonen die Regionen der verschiedenen Laub- und Nadelhölzer, die Befarien die Region der Alpensträucher (Fig. 59).

Unsere Alpen sowie die Gebirge Mitteleuropas überhaupt umfassen, als der kälteren gemäßigten Zone angehörig, nur die 5 obersten der Regionen Humboldts, nämlich die Region der sommergrünen Laubhölzer, der Nadelhölzer, Alpensträucher, Alpenkräuter und Kryptogamen. Doch pflegt man in der Regel hier eine größere Anzahl solcher Regionen zu unterscheiden, für die bald absolute Höhenzahlen, bald die Höhengrenzen einzelner auffallender Pflanzenarten als Merkmale dienen.

Fig. 59.



Höhenregionen des Chimborazo nach A. v. Humboldt. *A* Palmen. *B* Baumfarne. *C* Cinchonen. *D* Befarien. *E* Gräser. *F* Alpenkräuter. *G* Schneeregion. *Q* Quito (2850 *m*). Über dem Gipfel schwebt der Kondor. Humboldt und Bonpland erreichten eine Höhe von 5882 *m* (*b*), Boussingault eine Höhe von 6002 *m* (*a*). Nachmals (1880) ist der Gipfel (6310 *m*) erstiegen durch Whymper.

So unterscheidet Sendtner für das südbairische Hochgebirge 10 Höhenregionen:

1. Die untere Ebenenregion oder die Region des Weinstockes (270 bis 400 *m*),
2. die obere Ebenenregion oder die Region der Walnuß (400 bis 560 *m*),
3. die untere Bergregion (Eiche) (560—830 *m*),
4. die obere Bergregion (Buche) (830—1430 *m*),
5. die Voralpenregion (Fichte) (1430—1770 *m*),
6. die untere Alpenregion (Krummholz) (1770—2030 *m*),
7. die obere Alpenregion (Alpenrosen) (2030—2400 *m*),
8. die untere Schneeregion (Alpenkräuter) (2400—2700 *m*),

9. die obere Schneeregion (höchste Gefäßpflanzen) (2700—2900 *m*),
10. die Kryptogamenregion (nur Moose und Flechten) (über 2900 *m*).

Christ unterscheidet in seinem Pflanzenleben der Schweiz nur 4 deutlich und naturgemäß abgegrenzte Regionen in den Schweizer Alpen:

1. die untere, durch den Weinstock, Obstbau und durch die Einmischung der Mediterran-Typen charakterisierte Region, im Mittel bis 550 *m* auf der Nordseite, bis 700 *m* im Westen und Süden der S reichend.

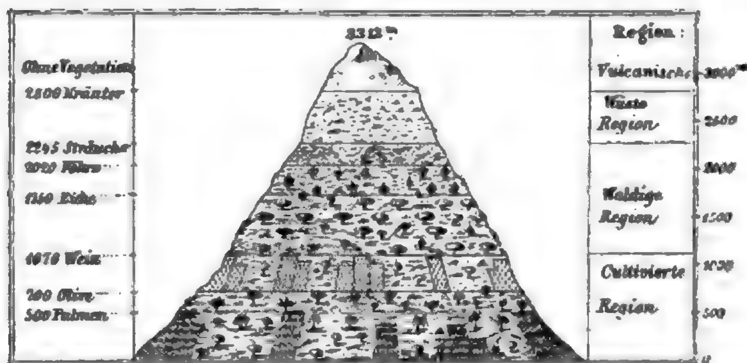
2. Die Region des Laubwaldes, speziell der Buche bis 1350 *m* in der Nordschweiz und die des Kastanienwaldes bis 900 *m* in der Südschweiz.

3. Die Region des Koniferenwaldes, der Fichte in der Nordschweiz bis 1800 *m*, der Lärche und Arve in den Zentralalpen bis 2100 *m*, in den Tessiner Alpen nur bis 1800 *m* reichend.

4. Die Alpenregion, von der Grenze des Nadelwaldes ohne eine nach oben abschließende Grenze, da Pflanzen auch noch über der Schneelinie, welche in den Nordalpen bei 2700 *m*, in den südlichen Zentralalpen bei 3000 *m* liegt, an geeigneten Standorten vorkommen. So wurden dicht unter der Spitze der Jungfrau (4100 *m*), am Monte-Rosa Flechten, am Finsteraarhorn (bei 4270 *m*) Flechten und *Ranunculus glacialis*, am Piz Bernina eine Soldanella beobachtet.

Ganz abweichend sind die Pflanzenregionen des Etna (Fig. 60). Man unterscheidet nach Sartorius nur 3 Hauptregionen daselbst:

Fig. 60.



Höhenregionen des Etna.

1. Die bebaute Region am Fuße des Berges vom Meeresufer bis 1070 *m* reichend, die immergrüne Region Grisebachs, mit immergrünen Eichenarten, charakterisiert durch zahlreiche subtropische Kulturpflanzen, wie Dattelpalmen (bis 546 *m*), Agaven, Opuntien-Kaktus, Zitronen und Orangen, Oliven (bis 700 *m*), ferner Wein, Obst, Baumwolle und Weizen

2. Die Holz- oder Waldregion (1070—2000 *m*), ausgezeichnet durch hochstämmige Waldbäume; man unterscheidet eine untere Waldregion (1070—1265 *m*) mit der eßbaren Kastanie und den sommergrünen Eichenarten und eine obere Waldregion mit Buchen (bis 1770, bez. 2160 *m*, vergl. oben. S. 81), Schwarzföhren *(Pinus Laricio* bis 1960 *m)* und Birken. Der Getreidebau (Roggen) reicht bis 1783 *m*. Ein Ginsterstrauch *(Gonocytisus aetnensis)* ist nebst der Schwarzföhre für die obere Waldregion besonders charakteristisch.

3. Die wüste oder öde Region (2000—2845 *m*) hat keinen Baumwuchs mehr und zerfällt in eine untere Strauchregion (bis 2245 *m*) mit eigentümlichen Wacholder- und Sauerdornsträuchern (*Juniperus hemisphaericus* und *Berberis aetnensis*) und in eine obere Region mit eigentümlichen polsterförmigen Traganthbüschen (*Astragalus siculus* 2245—2624 *m*). Auf diesen Büschen sowie zerstreut dazwischen kommen die wenigen Etnapflanzen dieser Region, fast durchweg eigene Arten, wie *Senecio aetnensis*, *Rumex aetnensis*, *Anthemis aetnensis*, zuletzt einzelne Flechten, wie *Stereocaulon vesuvianum*, vor.

Über der öden Region (von 2845 *m* an) erlischt das Pflanzenleben des Etna bis zum Gipfel (3313 *m*) gänzlich. Trotz seiner Höhe hat dieser Feuerberg kein Krummholz, keine eigentlichen Alpenpflanzen, was in der außerordentlichen Trockenheit und Wasserarmut des Berges, wohl auch in dem geringen geologischen Alter desselben (er ist ja erst in der Diluvialzeit entstanden), nicht aber in klimatischen Verhältnissen begründet ist. Die Flora der öden Region stammt aus den übrigen Gebirgen Siziliens und den nicht über 1958 *m* hohen Bergen Kalabriens.

Zonen und Regionen der Tiere. Es ist selbstverständlich, dass auch die Tierwelt nach Zonen und Regionen sich gliedert, doch ist die leicht bewegliche Tierwelt in ihren höheren Formen keineswegs gleich den Pflanzen an ihren Wohnort gefesselt, und es ist daher vielen Tieren ein Wechsel des Aufenthaltsortes nach Jahreszeiten gestattet. Bekannt sind die periodischen Wanderungen sehr vieler Tiere, die sich dadurch zeitweilig in ein günstigeres Klima versetzen. Vor allem sind es die Zugvögel, aber auch viele Säugetiere, Fische und selbst Insekten, Kruster und Weichtiere, welche periodisch wandern. Die Tiere von geringerer Beweglichkeit sind wieder durch die Erscheinungen des Winter- oder Sommerschlafes oder dadurch vor der Ungunst des Klimas besser geschützt, dass sie als Eier, Puppen u. dgl. die ungünstige Jahreszeit überdauern.

Im allgemeinen gilt auch hier das geographische Gesetz, daß die Zahl der Arten gegen die Pole und die hohen Berggipfel zu abnimmt, im entgegengesetzten Sinne aber wächst. Doch findet man auch in den höchsten Polargegenden, sowie auf den höchsten Berggipfeln Vertreter der Säugetiere und Vögel, also der höchststehenden Tierformen, während die Pflanzenwelt hier nur durch niedere Formen (Moose und Flechten) vertreten ist.

Wie sehr in den Tropenländern die Mannigfaltigkeit der Tierwelt überwiegt, sieht man daraus, daß nach Wallace die landbewohnenden Wirbeltiere (Säugetiere, Vögel, Reptilien und Amphibien) 288 Familien umfassen, von welchen nicht weniger als 134 rein tropisch, hingegen nur 25 Familien rein außertropisch sind, während die übrigen 129 Familien teils tropische teils außertropische Arten enthalten. Das Überwiegen der tropischen Tierformen geht auch aus folgender Übersicht der Land-Säugetiere und der Luft- und Erdvögel (mit Ausschluß der Wat- und Schwimmvögel) deutlich hervor.

Übersicht der Land-Säugetiere und der Luft- und Erdvögel in den 6 Haupt-Regionen

nach Wallace:

Region (Zone)	Säuge-tiere	Vögel	Zu-sammen
1. Paläarktisch	386	629	1015
2. Nearktisch	266	456	722
3. Äthiopisch	529	1515	2044
4. Orientalisch	504	1656	2160
5. Neotropisch	590	3276	3866
6. Australisch	231	1530	1761

Hiernach ist die neotropische Region (Südamerika) die reichste, die nearktische Region (Nordamerika) die ärmste Region an Tierarten. Doch übertreffen noch die beiden tropischen Regionen der alten Welt (die äthiopische, d. h. afrikanische und orientalische, d. h. ostindische) zusammengenommen mit 4204 Arten den Tierreichtum Südamerikas. Es ist aber eine auffallende Thatsache, daß trotz des Tierreichtums der Tropenländer die Tierwelt daselbst gegen die Massenhaftigkeit der Vegetation so sehr zurücktritt, dass die Tropenwälder auf den ersten Blick fast unbelebt von Tieren erscheinen. Am vordringlichsten und auffälligsten sind noch die Insekten, teils durch die Menge, teils durch die Größe und Farbenpracht der Individuen. Neben den Insekten sind die Vögel am zahlreichsten und farbenprächtigsten vertreten; von den übrigen Tieren bilden Eidechsen, Schlangen, Krokodile, Affen und Flattertiere die auffälligsten Charaktertypen der tropischen Fauna.

Ein bemerkenswerter Gegensatz in der Vegetation und Tierwelt äußert sich nach Hooker auch auf der Nord- und Südseite des Himalaja. Auf dem Südabhang herrscht in Sikkim, wo der Regen und in höheren Lagen der Schnee in ganz unglaublichen Mengen fällt, die üppigste Vegetation; tropische Pflanzenformen steigen sehr hoch, die Fauna aber ist sehr dürftig, selbst Insekten sind wenig zahlreich. So wie man aber die Kammhöhe des Gebirges überschreitet und Tibet betritt, kommt man in trockene Steppen mit dürftigster Vegetation, aber mit großen Herden wilder Säugetiere. Es scheint hiernach, dass die Feuchtigkeit dem Pflanzenleben, die Trockenheit aber dem höhern Tierleben förderlich ist.

Im Gegensatz zu der Mannigfaltigkeit der Tierarten unter den Tropen steht die Armut der arktischen Fauna, welche nur 16 Landsäugetiere, 45 Landvögel, hingegen 114 Arten von Wat- und Schwimmvögeln enthält.

Die vertikale Verbreitung der Tiere ergiebt eine raschere Abnahme der Tierarten als der Pflanzenarten mit der Höhe. So übertreffen nach Heer in der untern Region (bis 800 *m*) die Tierarten die

Pflanzenarten bedeutend (wie $2^3/_4 : 1$); aber schon in der Region der Alpensträucher ist das Verhältnis ein umgekehrtes (wie $1 : 1^4/_7$) und an der Grenze des organischen Lebens kommt sogar 1 Tierart erst auf 25 Pflanzenarten. Doch erheben sich einzelne Tierarten hoch über alle Berggipfel, teils durch eigene Kraft, wie die großen Geier der alten und neuen Welt, teils passiv durch aufsteigende Luftströme gehoben, wie Schmetterlinge, schwärmende Ameisen, Fliegen und Käfer zu vorübergehendem Aufenthalt. Von bleibenden Bewohnern aus dem Tierreich in den Alpen dürfte die Schneemaus die höchste Verbreitungsgrenze erreichen, denn sie wurde am Bernina wie am Finsteraarhorn noch 3900 *m* hoch gefunden, wo sie (ohne durch Winterschlaf geschützt zu werden) mindestens neun Monate unter dem Schnee zubringen muß. Die Baumgrenze ist für die Tierwelt weniger wichtig als die Grenze der zusammenhängenden rasenartigen Vegetation überhaupt. Oberhalb der Alpenwiesen (2700 *m*) wird in Tirol eine rasche Abnahme der Schnecken, Schmetterlinge und Käfer bemerkt.

Unter der höheren Tierwelt giebt es nur wenige eigentlich alpine Arten, wie den Schneehasen, das Murmeltier, den Steinbock, die Gemse und das Schneehuhn. Diese Tiere sind gleich der Mehrzahl der Alpenpflanzen Reste der Glazialzeit mit gegenwärtig ganz isolierten, oft sehr eng umschriebenen Verbreitungsbezirken.

Tiefenzonen. Den Höhenregionen der Berge analog sind die Tiefenregionen (Tiefenzonen) des Meeres. Auch hier ist es auffallend, dass das Meer von Pflanzen fast nur Tange (Algen) enthält, während Tiere aller Klassen (am seltensten Insekten) dasselbe bevölkern. Forbes nahm im ägäischen Meere 8 Zonen bis zur Tiefe von 600 *m* an. Die oberste nur 4 *m* mächtige Zone ist die reichste; schon unter der vierten Zone wird die Zahl der Tiere gering; in der untersten leben nur einige Ringelwürmer, Krebse, Seesterne und Mollusken. Da die Temperatur mit der Tiefe rasch abnimmt, so haben die Tiere der unteren Tiefenregionen einen nordischen Charakter. Zu einem ähnlichen Ergebnis gelangte J. R. Lorenz bei der Untersuchung über die Verteilung der Organismen im quarnerischen Golfe. Er unterscheidet 6 Tiefenregionen der Meerespflanzen (durchweg höhere Algen). Die große Meerzahl derselben bewohnt die 3 Litoralregionen, und zwar leben oberhalb der Fluthöhe 3 Arten, zwischen Flut und Ebbe (die hier nur einen Höhenunterschied von 2 Fuß ergeben) 44 Arten, und unter der Ebbegrenze bis 2 Faden Tiefe 218 Arten. Diesen 3 obersten Tiefenregionen mit 265 Algen-Arten, stehen 3 Tiefenregionen, eine von 2—15 Faden Tiefe mit 78 Arten, eine von 15—35 Faden Tiefe mit 43 Arten und eine von 35—60 Faden Tiefe mit 3 Arten, zusammen also mit 124 Arten entgegen. Die stationären Tiere verteilen sich im Quarnero derartig, daß in den 3 Litoralregionen 236 Arten, in einer Tiefe von 2—10 Faden 139 Arten, in einer Tiefe von 10—20 Faden 187 Arten, in einer Tiefe von 20—45 Faden 92 Arten und selbst in den tiefsten Gründen zwischen 45—75 Faden Tiefe noch

6 Arten vorkommen. Die Tiere erstrecken sich daher allgemein in tiefere Regionen, als die Pflanzen.

Neuere Untersuchungen haben jedoch gelehrt, daß auch die größten Meerestiefen noch reiches organisches Leben aufweisen. Die Oberfläche der hohen See erscheint oft nur deshalb unbelebt, weil viele Wassertiere sich während des Tages in die Tiefe zurückziehen und erst des Nachts auf der Oberfläche erscheinen. Nach Th. Fuchs ist im allgemeinen eine Litoral-Fauna, eine pelagische Fauna und eine Tiefsee-Fauna zu unterscheiden. Die Litoral-Fauna umsäumt die Küsten und belebt die Untiefen des Meeres. Sie reicht nur zu einer Tiefe von 80—90 *m* und enthält Tiere, welche nebst einer höheren Wärme hauptsächlich des Lichtes bedürfen, weshalb man die Litoral-Fauna auch als die Fauna des Lichtes bezeichnen kann. Die pelagische Fauna belebt die mäßigen Meerestiefen in weiterer Entfernung von der Küste. Sie ist sehr gleichförmig und weit verbreitet, im Gegensatz der mannigfachen Tierwelt des Festlandes, da nur die Landschranken der großen Kontinente und die Wärmeschranken in den Polarmeeren ihre allseitige Verbreitung hindern. Die Hochsee vor allem ist der Schauplatz des Plankton, wie Viktor Hensen die reichhaltige Gesellschaft meist winziger Tiere und Algen genannt hat, die in Milliardenfülle frei im Meer treiben; sie beleben als «pelagischer Mulder» oder «Auftrieb» selbst scheinbar unbewohnte Oberflächenteile des Meeres und liefern die Nahrung für die Fische und die anderen höheren Tierarten der Ozeane. Die Tiefsee-Fauna endlich ist eine Fauna der Dunkelheit und niederer, aber sehr gleichmäßiger Temperatur in den Tiefen des küstenferneren Ozeans. Sie beginnt schon in einer Tiefe von etwa 90 *m*, erreicht den Höhepunkt ihrer Entwicklung in 1000 *m* und erlischt selbst in den größten Tiefen nicht gänzlich. Durch das Vorherrschen von Stachelhäutern, Schwämmen und Urtieren ist die Tiefsee-Fauna der Tierfauna früherer geologischer Perioden ähnlicher als der Litoralfauna.

Verteilung nach Standorten (Kolonieen). Eine Örtlichkeit von ausgeprägter physischer Beschaffenheit gestattet nur solchen organischen Wesen, denen diese Eigentümlichkeit zusagt, ihre Existenz, daher pflegt jeder Standort von eigenen Pflanzen und Tieren bewohnt zu sein und es bilden sich Gruppen derselben nach Standörtlichkeiten.

Als Standort können organische Wesen selbst wieder andern Organismen dienen, wie dies bei den Parasiten des Pflanzen- und Tierreiches der Fall ist. Es giebt äußere und innere Parasiten (Epizoen, Epiphyten, Entozoen, Entophyten); und Pflanzen können sowohl auf Pflanzen als auch auf Tieren, sowie umgekehrt Tiere auf Tieren sowie auf Pflanzen schmarotzen.

Die Pflanzen sind ungleich mehr als die Tiere an einen bestimmten Standort gefesselt. So ist insbesondere das süße und salzige Wasser sowie der höhere oder geringere Grad der Bodenfeuchtigkeit von der

weitgehendsten Bedeutung für das Pflanzenvorkommen. Aber auch die Tierwelt schmiegt sich diesen Verhältnissen schon wegen ihrer Abhängigkeit von den Pflanzen an und bildet gleich diesen gesellige, dem Standorte entsprechende Gruppen (Kolonien). Da die Vegetation des Festlandes an Masse die Tierwelt überwiegt, so entstehen hierdurch auffallende, von einander oft scharf geschiedene, tonangebende Gruppen von Pflanzen, welche sich auf gleiche oder ähnliche Standörter zurückführen lassen und unter dem Namen der Vegetationsformen (Pflanzenformationen) bekannt sind.

Es giebt ursprüngliche und künstliche Vegetationsformen. In stark kultivierten Ländern sind wohl auch die ersteren bereits mehr oder minder stark verändert oder nur auf eine sehr geringe Ausbreitung zurückgedrängt.

Nach dem Vorherrschen baum- oder krautartiger Pflanzen giebt es auf dem Festlande hauptsächlich zweierlei Vegetationsformen: die des **Waldes und die der offenen Flur.**

Die Vegetationsform des Waldes ist selbst außerordentlich verschieden. Der ursprüngliche Zustand des Waldes ist der Urwald. Hier wird dem Boden nichts entzogen, da alle Produkte desselben nach der Vermoderung der abgestorbenen Pflanzen demselben wieder zufallen. Es ist keine Veranlassung zum Baumwechsel wie in den Forsten. Der echte Urwald besteht aus gemischten Holzarten und sieht bei uns sehr kümmerlich aus, da die mitunter allerdings sehr alten Bäume weit voneinander entfernt und halbe Ruinen sind. Der sehr unregelmäßige Nachwuchs tritt häufig linear auf, d. h. im Moder eines niedergestürzten Baumes finden neue Bäume den passendsten Boden der Ansiedlung. Die tropischen Urwälder sind gleichfalls von Moder erfüllt, aber durch holzige Schlingpflanzen (Lianen) häufig undurchdringlich. Ältere Stämme werden von zahlreichen Epiphyten und zwar nicht bloß von Moosen und Flechten, sondern auch von Farnen, Orchideen, Aroideen, Fikus-Arten, Tillandsien u. dgl. bedeckt. Nur in den Wipfeln entwickelt sich ein frisches, kräftiges und buntes Pflanzenleben. Am Boden des Urwaldes und auf den Stämmen wuchern nur Schattenpflanzen und Schmarotzer. Verschiedene Formen des tropischen Urwaldes sind: der palmenreiche Igapówald des breiten Überschwemmungsgebietes des Amazonenstroms, der Etewald Brasiliens, durch die hohen Bäume mit dicken lederartigen immergrünen Blättern ausgezeichnet, der Teraiwald in dem Sumpfstreifen am Südfuß des gangetischen Himalaja, die Mangrovenwälder der Küsten und Flußmündungen u. a. m. Der tropische Urwald bedarf eines gleichmäßigen warmfeuchten Klimas; er zeichnet sich, abgesehen vom völlig eintönigen Mangrovenwald, durch die Fülle verschiedenartiger Baumformen schon auf engstem Raum aus. Ausnahmsweise giebt es indessen auch gesellig lebende Bäume in den tropischen Wäldern, welche geschlossene Bestände bilden; so finden sich reine Palmenwälder, Araukarienwälder, Mimosenwälder u. s. f. Eigentümlich sind die Parklandschaften des tropischen Afrika mit einzelnen zerstreuten Bäumen und Baumgruppen, die mit Savanen abwechseln, ja

durch Seltnerwerden des Baumwuchses in sie übergehen. Ähnlich nehmen sich die Savanenwälder Süd-Amerikas, die Katingawälder Brasiliens, die schattenarmen Kasuarinen- und Eukalyptus-Wälder Australiens aus.

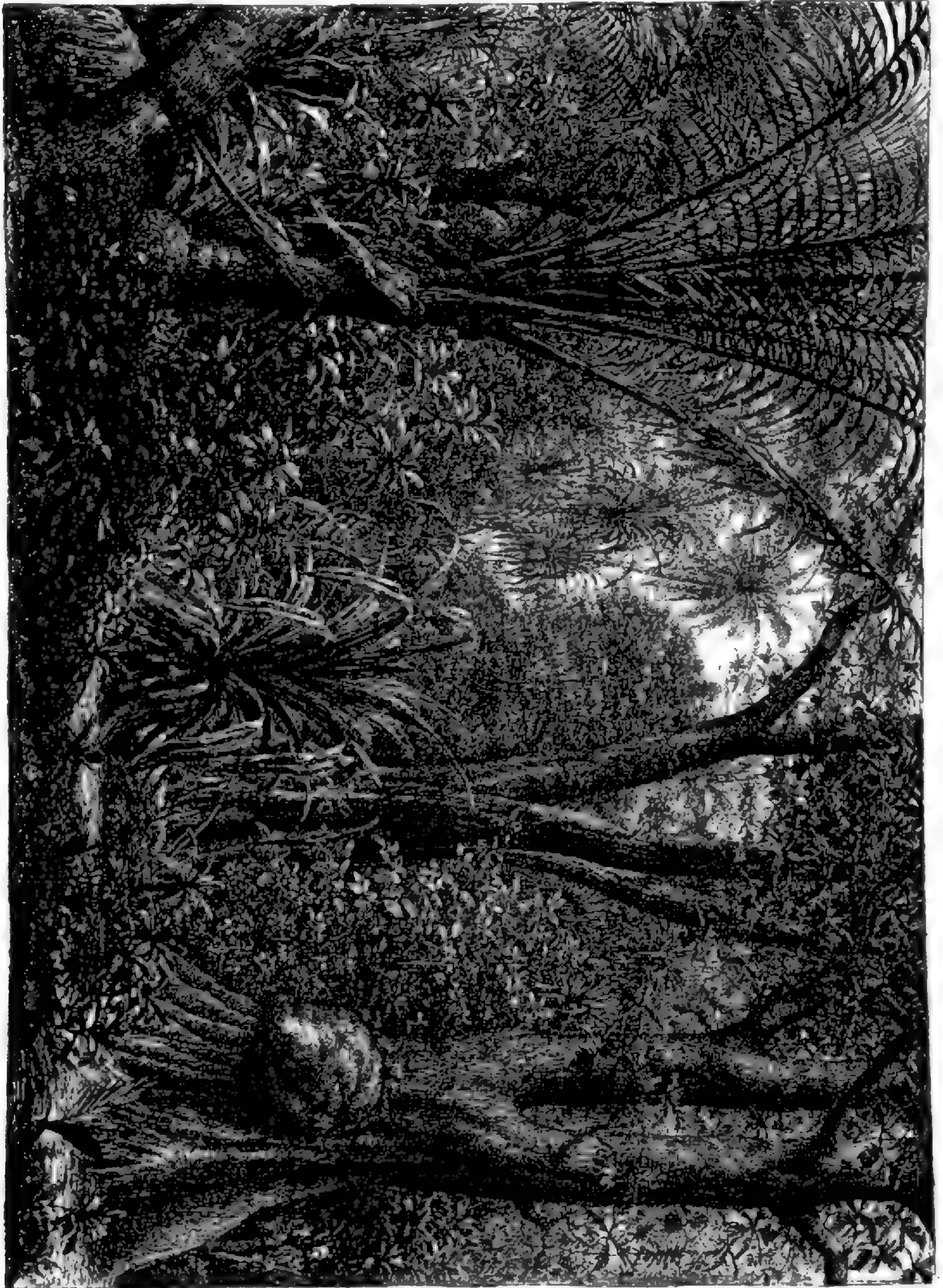


Fig. 61.

Innere Waldansicht der Koralleninsel Lukunor.
(Nach Kittlitz.)

Zur Veranschaulichung eines tropischen Waldes kann vorstehendes Bild dienen, das eine Waldansicht der Koralleninsel Lukunor

der Karolinen-Gruppe darstellt. Unter den Charakterpflanzen tritt hier links eine junge Kokospalme im Vordergrund auf, während im fernen Hintergrund eine ausgewachsene hochstämmige Kokos in der Mitte des Bildes erscheint. Vor derselben steht eine Pandanus-Gruppe, vorn (nahe der Mitte des Bildes) eine junge, daher noch stammlose Pandanus an den sägezähnigen Blatträndern erkennbar. Von den großen Brotfruchtbäumen rechts sieht man fast nur den Unterteil der Stämme. Bemerkenswert sind die flachen Vorsprünge am Grunde derselben, die als dreiseitige Strebepfeiler dem Stamm auch im Sturm Halt verleihen, nebenbei zu Bohlen und Planken für die Boote benutzt werden und daher für die Eingebornen von außerordentlicher Wichtigkeit sind. Großblumige Flachslilien, strauchartige Barringtonien u. dgl. bilden die untergeordnete Vegetation.

Die Waldbäume der gemäßigten und kälteren Zone sind vorherrschend gesellig. So wächst die Birke, Buche, Eiche, Fichte, Tanne und Föhre in geschlossenen Beständen. Wälder mit Laubfall und immergrüne Laubwälder, Nadel- und Laubwälder oder gemischte Bestände, Forste, Vorwälder, Haine und Auenwälder sind bekannte Formen dieser Kategorie des Waldes. Der Wald beherbergt noch eine sehr ausgedehnte untergeordnete Flora, gewöhnlich in einer dem vorherrschenden Waldbaum angepassten Auslese von Kräutern, und eine eigentümliche Fauna.

Von höchster Bedeutung ist der klimatische Einfluß der Wälder. Gleich den Bergen verdichten und sammeln sie die atmosphärischen Niederschläge und machen das Klima fruchtbar und thermisch gleichmäßiger. Durch unvorsichtige Entwaldung wird der Sommer heißer und trockener, dann werden plötzliche und heftige Regengüsse um so verheerender, indem sie das fruchtbare Erdreich von den steilen Bergabhängen wegschwemmen und andererseits Überschwemmungen verursachen. Auch Lawinenstürze und Bergschlüpfe werden durch Entwaldung begünstigt und furchtbarer in ihrer vernichtenden Kraft. Der Karst, Dalmatien, Syrien samt Palästina, Nordafrika, überhaupt alle Mittelmeerländer zeigen deutliche und traurige Spuren der unvorsichtigen Entwaldung. Alle alten Kulturländer sind waldarm. Nichts beurkundet die Jugend unserer Kultur im mittleren und nördlichen Europa nach dem schönen Ausspruch Humboldts so sehr wie der grüne Schmuck der Wälder, dessen wir uns noch erfreuen.

Einen Übergang zwischen den Vegetationsformen des Waldes und der offenen Flur bildet das Buschland. Der Baumwuchs verkrüppelt und bleibt zurück an seinen Verbreitungsgrenzen, einerseits bei mangelnder Wärme in den Polargegenden und auf den Hochgipfeln der Berge, andererseits bei mangelnder Feuchtigkeit an der Grenze der Steppen und Wüsten. Zur ersten Reihe des Buschlandes gehört die oft so charakteristische Krummholzregion und die Region der Alpenrosen (Rhododendren). Hierher gehört die Legföhre oder das eigentliche Krummholz der Alpen und der Torfmoore; es verkrüppeln jedoch auch Buchen und Birken, Erlen und Zwergweiden treten oft vikarierend an die Stelle des Krumm-

holzes im weitern Sinne. Zur anderen Art des Buschlandes gehört die Buschvegetation wasserarmer Gegenden. Am ausgeprägtesten ist diese Vegetationsform im australischen Scrub, einem fast undurchdringlichen Dickicht niederer Epakrideen und Proteazeen, das jede Kultur hemmt und sogar dem Feuer Stand hält; ähnlich, doch ganz anders zusammengesetzt und bei weitem nicht so undurchdringlich sind die Buschvegetation im außertropischen Südafrika und das patagonische Buschland auf wasserdurchlässigem Kiesboden. Die Buschvegetation ist jedoch auch innerhalb der Baumwuchsgrenze in mannigfachen Formen sehr verbreitet. In unsern Gegenden sind es die niedern Heidesträucher und Beerensträucher, ferner Dornsträucher, wie Wegedorn, Rosen- und Brombeersträucher, die dieser Vegetationsform angehören; in den Mittelmeerländern tritt die Macchia auf (in Korsika Maquis genannt), eine pflanzenreiche immergrüne Strauchformation; Indien hat seine Dschungel, wo Bambusen und Rohrgräser ein undurchdringliches Gebüsch bilden.

Die offene Flur ist dem schattigen Wald entgegengesetzt und mit krautartigen Pflanzen, seltener mit Sträuchern oder vereinzelten Bäumen bedeckt. Eine ganze Reihe von Vegetationsformen tritt hier auf, wobei besonders die Bodenfeuchtigkeit eine große Rolle spielt. Zu den wichtigsten gehören einerseits die Grasfluren, als Savanen, Wiesen und Triften, ferner die Heiden, Steppen und Wüsten, endlich die Sümpfe und Moore.

Die Grasfluren der Tropenländer oder die Savanen haben hohe, rohrartige Gräser, am besten unserem Schilfrohr zu vergleichen, jedoch nicht so dichten Bestandes und unterbrochen durch andere Pflanzen, besonders auch durch Sträucher und Bäume, wodurch sie sich von der eigentlichen Steppe unterscheidet.

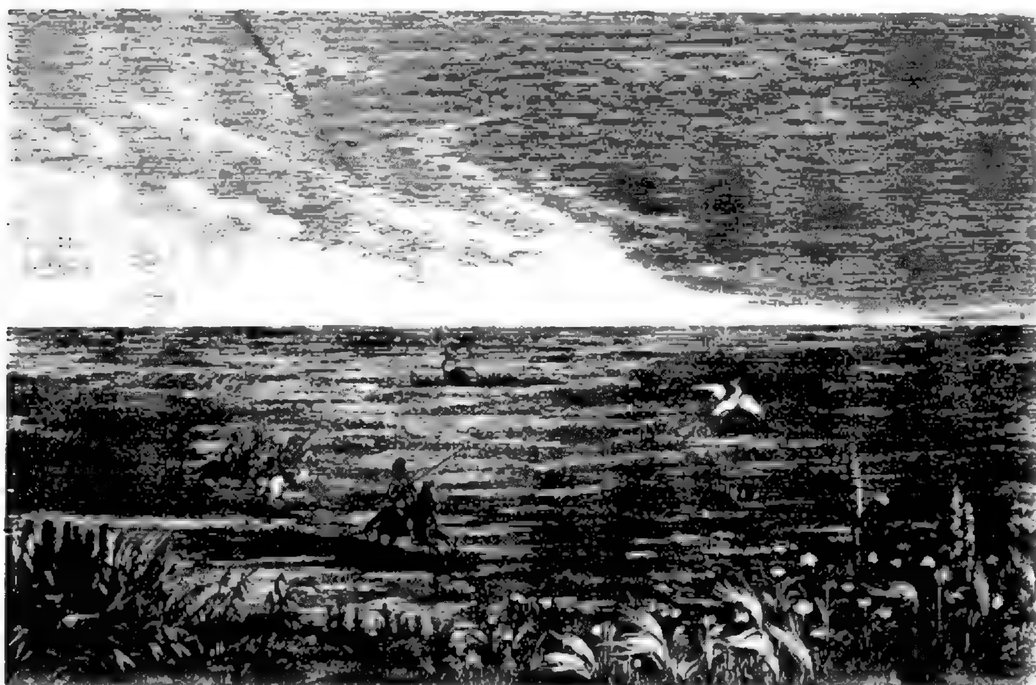
Die Wiesen, diese grünen Smaragde der gemäßigten Zone, vorherrschend aus rasenbildenden Gramineen und Kräutern gebildet, haben eine mannigfache Flora und eine so üppige Vegetation, dass sie ohne Nachteil eine ein- oder mehrmalige Mahd gestatten. Es giebt Thal-, Berg- und Alpenwiesen. Durch Düngung, Überrieselung und Anbau gehen sie in die künstlichen Kulturwiesen über. Die Triften oder Weiden sind durch die magere, artenarme Vegetation von den Wiesen unterschieden.

In den weiten Ebenen aller Weltteile, deren auffallendes Merkmal die Baumlosigkeit ist, treten endlich die Vegetationsformen der Heiden, Steppen und Wüsten auf. Die echte Heide ist in den kälteren und gemäßigten Erdstrichen zu finden. Sie hat eine sehr dürftige Vegetation, in welcher nur gewisse Moose und Flechten, sowie niedrige Heidesträucher massenhaft auftreten. Ein großer Teil der nordeuropäischen Ebenen ist mit dieser eintönigen Vegetationsform bedeckt, die oft durch einen kalkarmen, thonfreien Boden bedingt wird, der nur wenigen Pflanzen zur geeigneten Unterlage dient. Im hohen Norden geht dieselbe in die noch einförmigere trostlose Moos- und Flechtensteppe (Tundra) über, in welcher Torfmoose und Erdflechten, unter diesen Renntierflechte und

isländische Flechte (sogenanntes isländisches Moos) vorwiegen und die winzigen Sträucher, darunter besonders die Moosbeeren, und die vereinzelten Kräuter nur ganz verstreut zwischen denselben eingebettet erscheinen.

Die Steppen haben eine viel buntere, aber häufig nur zerrissene und nach Jahreszeiten sehr veränderliche Vegetationsdecke. Die großen Flachländer aller Kontinente in der wärmeren gemäßigten Zone und in der heißen Zone tragen oft Steppencharakter, so die Pußten Ungarns, die Steppen Südrußlands (Fig. 62) und Zentralasiens, teilweise die Savanen

Fig. 62.



Steppenbild aus dem südlichen Rußland.

von Zentralafrika und Indien, die Prairieen Nordamerikas, die Llanos am Orinoko, die unermeßlichen Pampas am La Plata sowie die ausgedehnten Grasfluren Australiens. Alle echten Steppen sind durch Baumlosigkeit und den Mangel der Moose und Flechten charakterisiert. Die vorherrschende Form ist die der Grassteppe. Die Gräser bilden aber keinen zusammenhängenden Rasen wie bei den Wiesen und werden auch nicht rohrartig wie in den Savanen. Während und nach der nasseren Jahreszeit bietet die Grassteppe das herrliche Bild eines grünen wogenden Meeres, endlos wie der Ozean, geschmückt mit herrlichen Blüten und belebt von einer reichen und eigentümlichen Tierwelt. In der trockenen Jahreszeit liegt die Steppe verbrannt, versengt, wüstengleich. Wahrhaft furchtbar wird das Bild der nördlichen Steppen zur Zeit des Winters, zumal bei Schneesturm. Bei der unermesslichen Ausdehnung der Steppen ist ihr Charakter je nach Örtlichkeiten sehr verschieden; sie gehen bald in die echte Wüste, bald

in die Vegetationsform der Heiden, der Sümpfe und Moore über. Eine ganz eigentümliche Form ist die der Salzsteppe, die sich allenthalben zeigt, wo der Boden einen reichen Gehalt von Salzen besitzt. Unvermittelt tritt da mitten im Festlande eine Vegetation auf, wie man sie sonst nur am Meeresstrande beobachtet. Die Halophyten fallen schon von ferne durch eine eigentümliche bleichgrüne oder rötliche Färbung und durch unscheinbare Blüten auf und zeigen sich von klimatischen Einflüssen ziemlich unabhängig, während die passende Beschaffenheit des Bodens für sie Existenzbedingung ist.

Eigentliche Wüsten oder fast völlig vegetationslose Erdstriche sind seltener als man gewöhnlich annimmt; sie beruhen auf fast gänzlichem Mangel an Wasser in jeder Form, als atmosphärischer Niederschlag sowie als Bodenfeuchtigkeit. Man findet sie sowohl in Niederungen als in Hochlanden; der Boden ist bald reiner Thon oder Salzthon, bald lockerer Sand oder nackter Fels. Wo immer auch nur ein wenig Feuchtigkeit es ermöglicht, gedeihen zerstreut einzelne Wüstenpflanzen, Gräser, fleischige Mesembryanthemen und Euphorbien, in Amerika Kakteen und Artemisien. Wüsten gehen nur in Hochlanden bis zu höheren Breiten, besonders wo die natürliche Trockenheit der Höhenluft noch durch regenabfangende Umgürtungsgebirge gesteigert wird; hauptsächlich finden sie sich in niederen Breiten, wo die Verdunstung durch die Wärme gesteigert, der Niederschlag durch Vorwiegen polarer Luftströmungen gehemmt ist.

Durch größere Bodenfeuchtigkeit gehen die Vegetationsformen der Grasfluren in Sümpfe, Moore und zuletzt in die Vegetationsform des Wassers selbst über.

Die Sumpfflora zeichnet sich durch das Vorherrschen hygrophiler, geselliger Pflanzen aus. Jedoch fällt hier wie bei den Landpflanzen das jährliche Erzeugnis an Vegetationsmasse der gänzlichen Vermoderung anheim, so dass nur Humusstoffe, die nicht verbrennbar sind, als Reste dieser Vegetation im Boden zurückbleiben. Bei den Torfmooren dagegen findet eine durch die reichliche Bodenfeuchtigkeit gehemmte Vermoderung statt; ein größerer oder geringerer Teil der jährlich gebildeten Pflanzensubstanz bleibt als brennbarer Torf zurück und sammelt sich im Laufe der Zeiten zu mächtigen Lagern an. Es giebt Hoch- und Flachmoore. Die ersteren, aus sehr hygroskopischen Pflanzen, insbesondere Torfmoosen bestehend, wölben sich nach und nach hoch über das Wasserniveau empor, haben eine eigentümliche Flora, wie sie ähnlich auf Kieselboden gedeiht; ihr Wasser ist kalkfrei und sehr weich, der Torf sehr rein, fast nur aus verbrennbaren Bestandteilen mit geringem Aschengehalte bestehend. Die Flach- oder Wiesenmoore erheben sich nicht über das Wasserniveau, gehen häufig aus Wiesendecken hervor, die seitlich über offene Wasserflächen von Binnenseeen hinauswachsen, haben eine buntere Flora mit vorherrschenden Kalkpflanzen und bilden einen minder reinen Torf mit größerem Aschengehalt. Die Moore sind hauptsächlich der kälteren und gemäßigten Zone eigen. Ein feuchtes Klima und ein für Wasser

schwer durchlässiger Boden als Unterlage begünstigen ihr Vorkommen und ihre Mächtigkeit, die bisweilen 10—12 Meter und darüber beträgt.

Die Vegetationsformen des Wassers sind bisweilen ebenso eigentümlich als massenhaft. Die süßen Gewässer, als Quellen, Bäche, Gräben, Kanäle, Seeen und Teiche haben ihre eigene schwimmende, flutende und untergetauchte Vegetation. Großartig, obwohl nur aus Algen (Tangen) bestehend, ist an einzelnen Stellen des Meeres die schwimmende oder untergetauchte Vegetation des Meeres, erstere als Sargasso-See, letztere als submarine Tangwälder, bekannt und berühmt.

In allen kultivierten Ländern herrschen die künstlichen Vegetationsformen vor. Selbst die natürlichen Vegetationsformen, wie Wald und Wiese, sind hier durch den menschlichen Einfluß wesentlich verändert, so dass die ursprüngliche Vegetation mehr oder weniger verdrängt und abgeändert ist. Bei den riesigen Fortschritten der Kultur ist in allen Weltteilen bereits die Vegetationsdecke der Erde durch Menschenhand mehr oder minder verändert und giebt daher ein ganz anderes Bild als bei dem stillen Walten der Naturkräfte allein. Insbesondere ist die Ausrodung und das Niederbrennen der Wälder, die Urbarmachung des fruchtbaren Bodens und die Austrocknung der Sümpfe und Seeen maßgebend, um einem Lande ein gänzlich verändertes Gepräge zu verleihen. Das ägyptische Nilthal besitzt sogar nahezu ausschließlich eine künstliche Vegetation.

Als Beispiel mag das Vollbild Fig. 63 dienen, eine Vegetations-Ansicht bei Kairo darstellend. Links stehen große Opuntien-Kakteen mit blattähnlichen Astgliedern. Die Fellachen im Mittelgrund geben den Maßstab für die Größe. Im Hintergrund sind einige Dattelpalmen in der Mitte zusammengedrängt und zeigen den schlanken Wuchs und die schwache Krone dieser Palme. Rechts erhebt sich ein kleines Gebüsch junger Dattelpalmen an dem man die eigentümliche Form der Fiederblättchen erkennt.

Der Mensch hat durch Anbau und Verbreitung der ihm nützlichen oder angenehmen Pflanzen eigene Vegetationsformen, die Pflanzungen geschaffen, wie Saatfelder, Weinberge, Plantagen, Gärten, oder natürliche wie die Wiesen und Wälder mehr oder minder verändert. Außer den absichtlich verbreiteten Kulturpflanzen werden durch den Menschen auch unabsichtlich die Unkräuter begünstigt und verbreitet. Die Kulturpflanzen wie die Unkräuter stehen daher in enger Verbindung mit der **Kulturgeschichte des Menschen.**

Künstliche Verteilung. *a)* Kulturpflanzen. Was den Ursprung und die Heimat der Kulturpflanzen anlangt, so lassen sich diese nach Alfons de Candolle fast bei allen nachweisen. Viele Kulturpflanzen werden nämlich noch heutzutage wirklich wild gefunden, andere sind im wilden Zustande zwar unbekannt, lassen aber eine Abstammung von anderen ähnlichen wilden Arten vermuten, und selbst bei jenen, bei denen keines von beiden der Fall ist, ist mit großer Wahrscheinlichkeit anzu-

Fig. 63.



Vegetation bei Kairo.
(Nach einer Photographie von Braun in Dornach.

nehmen, dass ihre Heimat dort zu suchen sei, wo sie seit den ältesten Zeiten gebaut werden.

Die allermeisten Kulturpflanzen (vier Fünfteile) gehören der alten Welt an. So lieferte Europa von Cerealien Hafer und Roggen, von Obst den Apfel- und den Birnbaum, von Gemüsepflanzen den Kohl, die Runkelrübe und Möhre: so stammen aus Nord- und Westasien Weizen, Gerste, Heidekorn, Bohnen, Gurken, Kirsche, Mandel, Aprikose, Weinrebe, Maulbeerbaum, Spinat, Knoblauch; aus Nordafrika die Dattelpalme, aus dem tropischen Afrika der Kaffee, aus Südasien Reis, Indigo, Baumwolle, Sesam, Orange, Pfirsiche, Zuckerrohr, Thee, Brotfrucht, Banane, Taro, Gewürznelken; aus Amerika stammen der Mais, die Kartoffel, der Tabak, die grüne Bohne, Ananas, Kakao, Agave, Quinoa, Vanille.

Australien, Neuseeland und das Kapland erscheinen als die unwirtlichsten Erdräume, da sich hier keine einheimischen Kulturpflanzen nachweisen lassen, abgesehen vom neuseeländischen Lilienflachs. Vor der Entdeckung Amerikas hatte dieser Weltteil nur ihm eigentümliche Kulturpflanzen, nicht einmal die Banane, was am meisten die völlige Isolierung der alten und neuen Welt vor dieser Zeit bekundet.

Die meisten Nährpflanzen sind uralten Ursprungs; die Neuzeit hat in dieser Richtung keine nennenswerte Bereicherung gebracht. Von Kryptogamen giebt es nur eine Kulturpflanze, den Champignon. Neuere Einführungen von Nutzpflanzen beziehen sich hauptsächlich auf Futter-, Faser-, Öl- und Arzneipflanzen. Zu den merkwürdigsten Einführungen der Neuzeit gehört die Kultur der südamerikanischen Cinchonen auf Java und die Kultur des australischen Blau-Gummibaumes *(Eucalyptus globulus)* in Alschier, Südafrika und Südeuropa. Hingegen ist die Kultur mancher Färbepflanzen, wie Waid, Krapp und Indigo durch die Fortschritte der Chemie in Abnahme begriffen.

Es giebt allein an Nahrungspflanzen über 770 Arten, wovon 570 auf die alte, 204 auf die neue Welt entfallen. Außerdem sind noch die zahlreichen Futterkräuter, die Holz-, Faser-, Färbe-, Öl-, Gift- und Arzneipflanzen von hoher Bedeutung. An Artenzahl werden jedoch alle diese Kulturpflanzen von den Gartenpflanzen übertroffen, indem einzelne größere Gärten mehr Pflanzenarten kultivieren als in ganz Europa oder Australien vorkommen.

F. Unger hat in seinen botanischen Streifzügen auf dem Gebiete der Kulturgeschichte nachgewiesen, dass die tropischen Zonen in der alten und neuen Welt fast gleich reich an eigentümlichen Nahrungspflanzen sind. Hingegen enthält die gemäßigte Zone der südlichen Halbkugel fast gar keine, und auch auf der nördlichen Halbkugel ist die Westhälfte auffallend ärmer als die Osthälfte. Zieht man hingegen von den Molukken nach Irland eine Linie, so häufen sich um diese die meisten und wichtigsten Nahrungspflanzen der alten Welt, deren Heimat in der ostindischen Inselwelt, in Vorder- und Hinterindien, in Persien, Armenien, im Kaukasus, in der Krim, in Griechenland und Mitteleuropa zu finden ist.

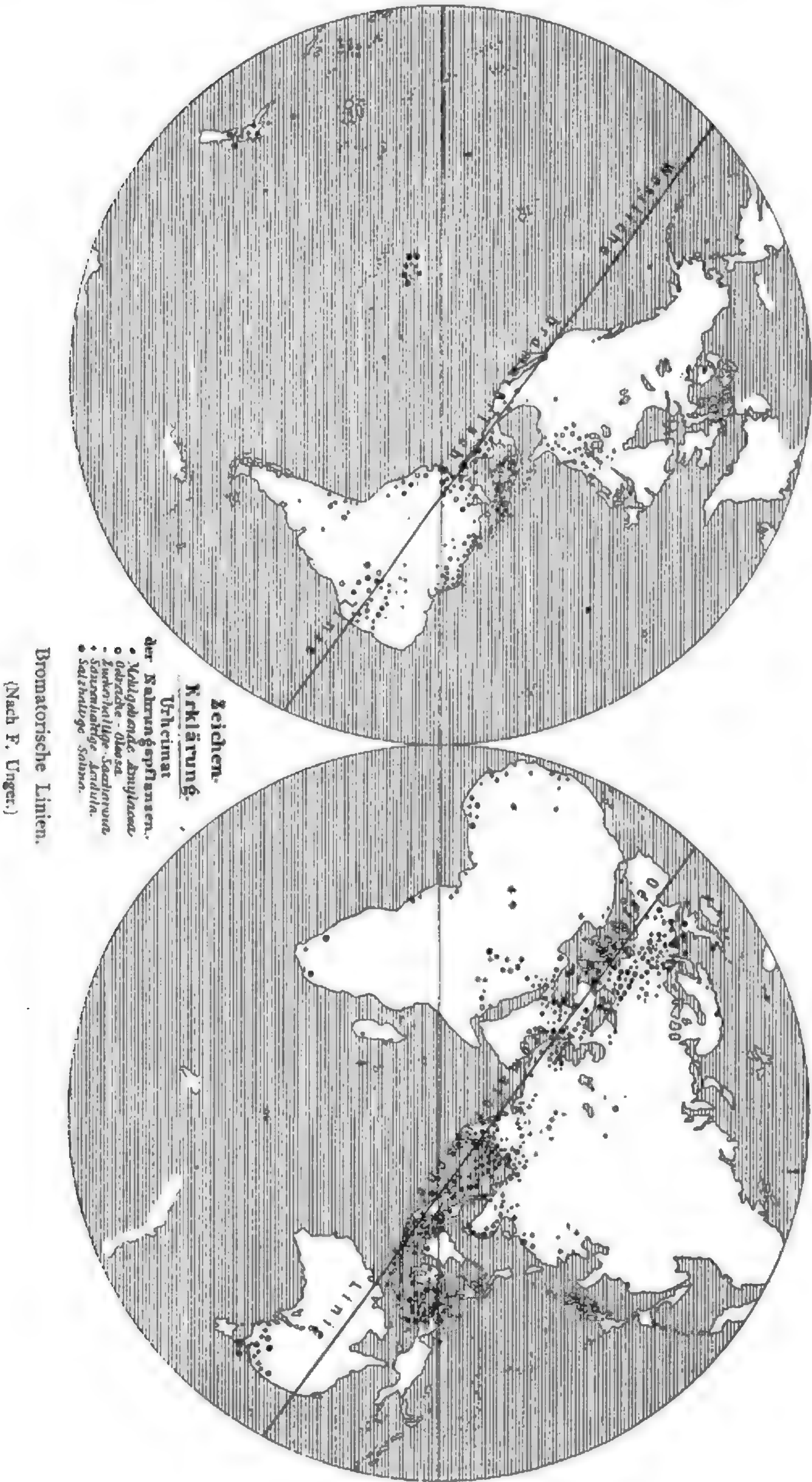


Fig. 64.

Bromatorische Linien.

(Nach F. Unger.)

Unger nennt diese Linie eine bromatorische (Fig. 64) und findet, dass eine ähnliche in Amerika von Brasilien und Peru über Guayana, Ecuador, Zentral-Amerika, Westindien nach Mejico sich erstreckte. Wie ungleich aber die Nahrungspflanzen in der alten und neuen Welt verteilt sind, zeigt folgende Tabelle der Nahrungspflanzen.

Zahl der Nahrungspflanzen nach F. Unger.

	Alte Welt	Neue Welt	Zusammen
Mehlgebende	192	45	237
Ölreiche	49	45	94
Zuckerhaltige	52	29	81
Säurehaltige	151	62	213
Salzhaltige	122	23	145
	566	204	770

Unter den mehlreichen Nahrungspflanzen sind die Cerealien und einige Knollenpflanzen am wichtigsten; unter den Cerealien wieder Reis und Mais, Weizen, Roggen und Gerste. Die Reiskultur ist im Süd- und Ostasien, in Brasilien und Südkarolina, auch strichweise in Südeuropa von großer Bedeutung. Der Reis bedarf einer mittleren Sommertemperatur von 20° und erreicht auf der nördlichen Halbkugel seine Polargrenze in der alten Welt unter 44°, in Amerika unter 38°, auf der südlichen Halbkugel aber schon unter dem Wendekreis. Der Mais breitet sich immer mehr aus, geht in Europa schon bis 50—52 n. Br., in Amerika sogar bis 55° n. Br., dringt nun auch in Ostasien vor und verdrängt in Afrika die daselbst vorherrschende Negerhirse (Durra oder Sorghum). Der Weizen geht in Norwegen bis 65° und hat sich neuerdings in den Vereinigten Staaten und in Kanada große neue Territorien im Westen und Norden bis 62° erobert. Der Roggen ist für das nördliche Europa und Asien die wichtigste Brotfrucht. Die Gerste aber ist die in allen Zonen und Klimaten am allgemeinsten verbreitete Getreideart, denn sie reicht an der Westküste der skandinavischen Halbinsel bis 70° n. Br. und geht auch in Nordamerika am Mackenzie bis 65° n. Br. Da nun auch auf der Südspitze von Südamerika (53° s. Br.) Roggen und Gerste gebaut wird, so liegen nur die nördlichsten Gebiete von Nordamerika und Asien sowie Grönland und Island außerhalb der Getreidegrenze. Die obere Grenze des Getreidebaus liegt in den Gebirgen Europas zwischen 340 *m* (Norwegen) und 1787 *m* (Südseite des Etna), in den Westalpen zwischen 1100—2050 *m*, in den Ostalpen zwischen 950—1880 *m*; in Zentralasien am Himalaja 3600 *m*, am Karakorum 4100 *m*, im Felsengebirge Nordamerikas 1520 *m*, in Mejico 3050 *m*, in Peru 4270 *m*, im südlichen Chile 1700 *m* hoch. Von den Knollenpflanzen ist nur die Kartoffel über alle Weltteile in der gemäßigten und kalten Zone verbreitet. Für die Tropenlande Amerikas und Afrikas ist Maniok und Batate, für die tropische Zone der alten Welt samt den Südsee-Inseln Taro und Jamswurzel von größter Wichtigkeit. Über die Verbreitung der Weinrebe s. oben S. 83—85.

b) Haustiere. Die Betrachtung der Haustiere zeigt manche Analogieen letzterer mit den Kulturpflanzen, nur ist die Zahl der Haustiere eine weit geringere als die der Kulturpflanzen. Auch die modernen Tiergärten und Aquarien sind ja weit weniger reich an Tierarten als größere botanische Gärten an Pflanzenarten. Noch mehr als bei den Pflanzen sieht man auch hier, dass die Heimat der allermeisten Arten in der alten Welt zu suchen sei. So hat von Säugetieren Amerika bloß die Auchenien und das Meerschweinchen geliefert, während alle übrigen zahmen Säugetiere aus der alten Welt stammen. Von manchen, wie vom Haushund, der Hauskatze, vom Schaf und der Ziege ist der Ursprung nicht genau ermittelt; es scheint, dass diese Tiere von verschiedenen wilden Arten abstammen. Manche Arten, wie das Pferd, das Hausrind, das einhöckrige Kamel, werden nirgends mehr wild, sondern höchstens nur verwildert angetroffen; hingegen ist vom zweihöckrigen Kamel neuerdings die erste Wildform in der Nachbarschaft des Lob-Nor am Nordfuß des Kuenlun entdeckt worden. Unter den Vögeln sind die Hühner, Tauben, Enten, Gänse, der aus Nordamerika stammende Truthahn, ferner die Sing- und Prunkvögel als Haustiere am bemerkenswertesten. Unter den Fischen eignen sich die Karpfen, weniger Hechte und Lachse zur Zucht. Aus der Insektenwelt ist die europäische Honigbiene, der chinesische Seidenspinner und die mejicanische Kochenille von hervorragender Bedeutung. Aus der niederen Tierwelt wurden nur mit der Auster und den Badeschwämmen Versuche der Züchtung angestellt. Analog den Unkräutern wurde auch das Ungeziefer (insbesondere Mäuse, Ratten, die Stubenfliege, der Floh, die Wanze und die Parasiten) unabsichtlich durch den Menschen über alle Weltteile verbreitet; jedoch meidet der Floh die völlig trocknen Wüstenflächen gänzlich.

Pflanzen- und tiergeographische Reiche. Überblickt man die Verteilung der organischen Wesen auf der Erdoberfläche, so lassen sich bald kleinere oder größere Gebiete erkennen, welche bezüglich ihrer Flora oder Fauna eine gewisse Zusammengehörigkeit ihrer Lebewesen offenbaren. Diese Zusammengehörigkeit kann sehr verschiedentlich begründet sein. Bald sind es ausgesprochene klimatische Verhältnisse, bald ist es die geologische Entwicklung oder die physikalische oder chemische Beschaffenheit des Wohnortes, bald aber auch die Eigentümlichkeit der Lebewesen selbst, welche zu einer solchen oft scharfen Abgrenzung natürlicher Gebiete führt. So sind die klimatischen Zonen und Regionen Humboldts als Versuche aufzufassen, die Zusammengehörigkeit der Pflanzen und Tiere mit den klimatischen Verhältnissen im allgemeinen nachzuweisen. So wird in jeder Lokal-Flora oder Lokal-Fauna die Verteilung der organischen Wesen nach Standorten und nach kleinen natürlich abgegrenzten Bezirken näher betrachtet. Eine solche, immer weitere Kreise ins Auge fassende Betrachtungsweise führt endlich zur Unterscheidung großer natürlich abgegrenzter Gebiete, welche man tiergeographische und pflanzengeographische Reiche genannt


ÜBERSICHTSKARTE DER FLORAREICHE

hat. Diese sollen durch eine größere Anzahl eigentümlicher (endemischer) Arten, Gattungen und Familien von den andern sich unterscheiden und auf einen mindestens größerenteils gemeinschaftlichen Ursprung der bewohnenden Organismen durch Abstammung oder Wanderung hindeuten. Bemerkenswerte Einteilungen der Erdoberfläche in natürliche Vegetationsgebiete wurden von F. Schouw (1833), A. Grisebach (1872), A. Engler (1882) und zuletzt (1884 und 1890) von O. Drude durchgeführt. Die bemerkenswertesten Einteilungen der Erdoberfläche in große tiergeographische Gebiete haben L. Schmarda (1853) und A. Wallace (1876) geliefert. Im Anschluß an diese und verwandte Arbeiten, die vorwiegend vom botanischen oder zoologischen Standpunkt ausgeführt wurden, soll im Folgenden versucht werden, die großen Hauptgebiete der Organismenverteilung in Umrissen so zu kennzeichnen, wie es zum lebensvolleren Erfassen der Ländernatur wünschenswert erscheint.

Zweiter Abschnitt.

Die Florareiche.

I. Nordisches Florareich.

A. Nordpolarlande.

Den arktischen Raum umgrenzen wir mit der Polargrenze der Wälder. Er deckt sich mithin nicht genau mit dem der Nordpolarzone: um das Beringsmeer, noch mehr im Nordosten Nordamerikas schneidet er tief in den gemäßigten Erdgürtel ein, dagegen bleibt er, entsprechend der Wärmebevorzugung der Westseiten der östlichen wie westlichen Erdfeste in ihren höheren Breiten dem Polarkreis fern im Binnenland des nordwestlichsten Amerika sowie in Nordwesteuropa.

Da wir von der paläontologischen Entwicklungsgeschichte der Südpolarkalotte noch nichts wissen, so ist der nordpolare Raum der einzige außer den Hochgebirgen, von dem wir behaupten können, daß er beim Beginn zonenweiser Wärmeverschiedenheit auf Erden die Ursprungsstätte von Lebewesen wurde, die sich der mehr und mehr sinkenden Temperatur in ihrer Organisation anpaßten. Dann aber folgte während der großen Vereisung der Diluvialzeit eine Zurückdrängung der arktischen Neuschöpfungen auch des Gewächsreiches nach Süden. Grönland, dessen Inneres noch jetzt unter einer riesenhaften Inlandeisdecke begraben liegt, verharrt immer noch im eiszeitlichen Zustand, ähnlich Franz Josefs-Land; indessen das wärmer gewordene Klima der nachdiluvialen Periode unserer Quartärzeit gönnt dem arktischen Raum, selbst den Küsten Grönlands, alljährlich einige schneefreie Sommerwochen, so daß eine Rückwanderung arktischer Flüchtlinge in ihre ursprüngliche Heimat erfolgen konnte.

Gleichartige geologische Geschicke und gleichartige Klimabedingungen haben der arktischen Flora eine größere Gleichartigkeit durch alle Längengrade hindurch aufgeprägt als es irgendwo sonst auf Erden begegnet. Flechten und Moose, die sich ja auch bei uns unter der winterlichen Schneedecke lebensfrisch erhalten, herrschen überall vor. Von Blütenpflanzen sind hauptsächlich vertreten die Gräser, Sauergräser, Ranunkelgewächse, Kreuzblütler, Steinbrecharten, Beerensträucher aus der Erizeenfamilie, also aus der Verwandtschaft unserer Heidekrautes, und ebenso niedrige Weiden- und Birkensträucher, die oft in der Dürftigkeit ihrer Verzweigung fast nur Reiser zu nennen sind. Alle arktischen Gewächse ohne Ausnahme müssen sich ganz niedrig halten, die wenigsten gehen über Spannenhöhe hinaus, denn sie haben nur vom Juni bis August auf schneefreie Zeit zu rechnen, um Blätter, Blüten, Früchte auszubilden; und auch dort, wo in niederschlagsärmeren Gegenden des hohen Nordens die Schneedecke streckenweise einmal fehlt, genügt die Wärme regelmäßig nur im Sommervierteljahr dem Wachstum der Pflanzen. Die Blätter sind durchweg klein, selbst die der einzigen arktischen Alpenrose (*Rhododendron lapponicum*) nur so groß wie Myrtenblätter, stehen aber oft sehr dicht zusammen, wodurch sie sich wechselseitig schützen vor zu großer Wärmeausstrahlung in die auch Sommers über oft noch eisige Luft. Die Blumen hingegen entfalten sich verhältnismäßig recht groß (dieses und das vorher erwähnte Merkmal zeigt die beistehend abgebildete, den Erizeen nächstverwandte *Diapensia lapponica*), sind dabei von leuchtender Farbenpracht, beides um die zur Befruchtung erforderlichen, aber nur spärlich vorhandenen Insekten anzulocken. Ein-

Fig. 65.



Pyrenäenweide (*Salix pyrenaica*).

Fig. 66.



Diapensia lapponica.

jährige Kräuter kann es hier gar nicht geben, denn schon der Zufall eines etwa bereits im August einsetzenden Winterwetters würde die Samenreife, folglich das Weiterbestehen der Art an dieser arktischen Stätte gefährden. Alle Gewächse folglich perennieren. Manche unter ihnen entwickeln gar keine Blüten, erhalten sich mithin rein vegetativ, zahlreichere andere bringen es wohl bis zur Blüte, aber nicht bis zur Fruchtreife; nach Nathorst gehört hierhin auf Spitzbergen ein volles Viertel der Phanerogamenflora. Ferner zeigen die arktischen Arten, falls sie über Zollgröße erreichen, oft das Bestreben durch Krummwachsen dem Boden sich anzuschmiegen, um möglichst viel von dessen Wärme zu genießen; erst recht werden aber ihre unterirdischen Teile zu flachsöhliger Ausbreitung gezwungen, da der Boden sehr nahe schon unter der Oberfläche ewig gefroren bleibt. So kriecht die Wollweide *(Salix lanata)* auf Nowaja Semlja über 4 *m* weit unter der Erdoberfläche hin, erhebt sich aber noch nicht zu 1/4 *m* über den Boden.

Nur in dem klimatisch am meisten begünstigten Glied der arktischen Lande, in Island, wachsen noch heute hie und da in geschützten Thälern oder auf den Lavafeldern seines Südens waldähnliche Gesträuche von Weiden und Birken (unserer Weißbirke sowie der Zwergbirke) zu Mannshöhe; ja bevor die Normannen die starken Birkenstämme Islands im Mittelalter zu ihrem Haus- und Schiffsbau fällten, konnte man diese große Insel den nordischen Waldländern zugesellen. Im ganzen übrigen arktischen Gebiet herrschen nur drei Formationen: die Mattenformation, die Wiese und die Tundra.

Wo der Boden, wie zumeist auf den arktischen Inseln, bald hinter dem Strand felsig ansteigt, das Schmelzwasser daher zu Sommersanfang rascher abläuft, entfaltet die arktische Matte den lieblichsten vegetativen Reiz hochnordischer Natur. Alsbald überzieht ein lebhaftes Grün das Erdreich (davon hat ja Grönland d. h. Grünland seinen für die Küstenränder zeitweilig ganz zutreffenden Namen empfangen), und in kürzester Frist verschwindet beinahe das Rasengrün der, wenn auch nicht ganz dicht an einander gedrängten, Polster von kleinen Blättchen unter dem Blütenschmelz purpurroter Silenen und Saxifragen, goldgelber Ranunkeln, tiefblauer Vergißmeinnichtarten sowie der bescheidneren weißen Blümchen der Beerensträucher, daß man künstlich gepflegte Gartenbeete vor sich zu haben meint.

Seltener erscheint die arktische Wiese, bestehend aus einem Rasen meist niedriger Gräser, unter denen sich die allerkleinste Grasart, die Phippsia, findet. Im arktischen Sibirien ziehen sich solche Wiesengründe namentlich in den Flußniederungen, den sogenannten Laidy, hin, deren Boden durch die Frühjahrshochwasser der Ströme regelmäßig einige Zeit lang überschwemmt wird. Doch selbst an den Küsten Ostgrönlands kommen Wiesenstreifen sogar mitunter von hochhalmigen Gräsern vor.

Die verbreitetste Landschaftsform auf dem arktischen Festlandboden ist die Tundra. Sie wird bedingt durch die Ebenflächigkeit des gefrorenen Bodens, der in den paar Sommermonaten nur ganz oberflächlich

auftaut, ohne daß das Schmelzwasser genügend abzulaufen vermag. Wie nahe unter der Oberfläche dabei das Erdreich noch bis zum Schluß der warmen Jahreszeit gefroren bleibt, sieht man daran, daß die Renntierschlitten über diesen dünnlagernden Sommermorastboden der Tundra aufs leichteste dahineilen. Die Tundra ist ein Filz aus Moosen oder aus Flechten, in den nur zerstreut Phanerogamen eingewebt sind, besonders Seggen und niedrige Wollgräser *(Eriophorum)* mit weißen oder auch bräunlichen Wollflockfahnen an den Fruchtköpfchen, diesen Abzeichen von Morastgebreiten auch in unserem Vaterland.

Einförmig erscheint der arktische Pflanzenteppich überall; selbst die Mattenformation kann es an Mannigfaltigkeit der Gestalten mit der ihr ähnlichen in den Alpen nicht aufnehmen. Keineswegs jedoch ist die Flora in dem ganzen weiten zirkumpolaren Raum ein und dieselbe. Man zählt etwa 700 arktische Phanerogamenarten (worunter nahezu $^1/_{10}$ auf die Gräser entfällt). Die wegen ihres Felsbodens besser trocknenden amerikanischen Tundren sind aus Flechten (Renntierflechte und fälschlich sogenanntem isländischem Moos, *Cetraria islandica*) zusammengesetzt, die aus Schwemmland bestehenden sibirischen Tundren dagegen vorwiegend aus Widerthon- und Torfmoosarten (*Polytrichum* und *Sphagnum*). Auf der Halbinsel Kola wird die stets lichtgraue Flechtentundra von der Moostundra wie von einem grünen Geäder durchzogen, und zwar immer an den Stellen, wo das abfließende Schneewasser den Boden der Niederungen durchweicht. Für bestimmte arktische Landstriche lassen sich ihnen besonders eigentümliche Arten anführen. So bildet für den weiten Küstenzug von Nowaja Semlja bis zum Tschuktschenland *Eritrichium villosum*, eine Boraginee, die Charakterpflanze mit ihren an unser Vergißmeinnicht erinnernden hübschen blauen Blütenpolstern; es setzt mit dem prächtig gelb blühenden *Papaver nudicaule*, einer fast durch alle hochnordischen Länder verbreiteten Mohnart, und noch 21 anderen Blütenpflanzen die Flora der Taimyr-Halbinsel zusammen, die nördlichste Festlandflora der Erde. Auffällig ist es, daß von den 193

Fig. 67.



Die Tundra im Sommer.

Phanerogamen Nowaja Semljas zwar 103 auch auf Spitzbergen wachsen, die Flora dieses fern abgelegenen Archipels, 123 Blütenpflanzen zählend, somit wesentlich mit der jener Doppelinsel übereinstimmt, hingegen 19% ihrer Arten in Skandinavien fehlen. Das große Grönland hat keinen nur ihm eigenen Pflanzenschatz aufzuweisen; seine Ostseite entspricht mehr der arktischen Flora der Ostfeste, seine Westseite mehr derjenigen der Westfeste. Das zeigt, einen wie großen Einfluß bei der pflanzlichen Neubesiedelung der Arktis Vogelflug und Meeresströme gespielt haben, zumal die vom Treibeis verflößten Gesäme, ja selbst gelegentlich mit ihrem Wurzelboden losgerissene ganze Pflanzen. Fort und fort sendet Nordsibirien quer durch das Eismeer auf diese Weise Mitglieder seiner Flora nach Ostgrönland.

B. Nordischer Wald- und Steppengürtel.

Durch wärmeres Klima zeichnet sich dieser große, fast ganz der gemäßigten Zone angehörige Länderzug vor dem polaren Norden aus. Außerhalb der Gebirge schließt hier nicht die zu geringe Wärme, sondern die zu große Trockenheit stellenweise den Waldwuchs aus. Das Gewächsreich dieses mächtigen Gürtels, den zwei Ozeane breit unterbrechen, ist schon bei weitem nicht mehr so gleichartig wie im arktischen Raum, trotzdem darf man es auch in diesen Breiten noch einmal wagen Ost- und Westfeste pflanzengeographisch zu verknüpfen. Man kann sagen, es ist der Raum, in dem sich der Deutsche am meisten heimisch fühlt, weil hier der landschaftliche Ausdruck, soweit er von der Vegetation bedingt wird, dem in der deutschen Heimat ähnelt. Bekannte oder doch mit heimischen näher verwandte Gewächse, an die daheim erinnernde Wälder und Fluren findet der Deutsche hier von Alaska und Kalifornien bis an den ochotskischen Meerbusen, selbst die Kirgisensteppe tritt ihm nicht so fremd gegenüber wie das Vegetativ-Landschaftliche in den weiter südlich belegenen Florareichen oder im hohen Norden. Aber gerade mit letzterem ist der floristische Zusammenhang ein sehr enger. Island könnte man, wie schon angedeutet, fast mit dem nämlichen Recht diesem gemäßigten Gürtel wie dem arktischen Gebiet zurechnen. Die grundlegenden Forschungen des unvergeßlichen Oswald Heer haben dargethan, daß manche der hervorragendsten Baumformen unseres Gürtels gerade im jetzt längst waldleer gewordenen polaren Norden ihren Ursprung während der Tertiärzeit fanden, ja daß damals unter Spitzbergens Breite Wälder in europäischen wie amerikanischen Längenlagen grünten, die in unserem Erdalter streng geschieden sind nach Ost- und Westfeste. Im Miozänalter wuchs die Fichte, der deutsche Weihnachtsbaum, so gut auf Spitzbergen wie in Grinnell-Land nahe am 82. Parallelkreis; jetzt wächst sie nur noch in europäischen Breiten diesseit des atlantischen Meeres. Die hohe Magnoliazee, die man ihrer schönen Blumen wegen den Tulpenbaum nennt, der Schmuck der östlichen Vereinigten Staaten, war in dem nämlichen Miozänalter auf Islands Boden heimisch. Gleichzeitig war von Spitzbergen über Grönland bis zur gegenwärtigen Mackenziemündung

eine Sequoia und eine Eibenzypresse verbreitet: jene eine Gattungsgenossin der berühmten Mammutbäume, der riesenhaften Wellingtonien des heutigen Kaliforniens, und diese völlig identisch mit *Taxodium distichum* in den Sümpfen des Mississippideltas.

1. Europäisches (außermediterranes) Waldland.

Bis zu den Pyrenäen, den Alpen, tief in den breiten Norden der Balkanhalbinsel und bis zur Steppe des Südostens ist Europa durch sommergrüne Laubbäume neben Nadelhölzern gekennzeichnet. So sehr auch der Wald in West- und Mitteleuropa durch die Kultur eingeschränkt worden ist, während er dort einst ähnlich wie im Osten und Norden unseres Erdteils großenteils noch jetzt weit und breit die Fläche überzog, überall verrät insbesondere der Wald im nichtmittelmeerischen Europa deutschen Charakter; neben ihm und der bestellten Flur kommt überhaupt nur noch die Landschaftsform der Wiesen, Heiden und Moore zu allgemeinerer Geltung. Gemischte Waldbestände schmücken die Südhälfte Europas; je weiter gen Nord und Nordost, desto mehr räumen die Laubbäume den Nadelhölzern den Platz, nur die Birke übertrifft selbst die Kiefer, den am weitesten verbreiteten der europäischen Waldbäume, indem sie bis zum nördlichsten Strand vordringt. Eine wichtige Marke im Wälderkleid Europas bezeichnet die Eichengrenze: die beiden deutschen Eichenarten gehen durch alle Länder von Frankreich und den britischen Inseln bis zum Ural, überschreiten indessen die Petersburger Breite nur wenig und nur im Westen; sie sind zugleich neben dem Heidekraut *(Calluna vulgaris)* insofern echt europäisch, als sie wie dieses mit dem Uralgebirge abschneiden.

So mannigfaltige Waldbäume wie bei uns giebt es mithin nicht überall in Europa. Wie die Rotbuche allein dem Südwesten zukommt, ist oben (S. 80 f.) ausführlicher erörtert. Daß die Edeltanne nicht über die südfranzösischen, die mitteldeutschen Gebirge und die Karpaten hinausgeht, zeigte das Kärtchen auf S. 79. Die Fichte, die vor der trockenheißen Luft Südeuropas zurückscheut, fehlt gleichfalls im atlantischen Westen, also im größten Teil Frankreichs, auf den britischen Inseln, in den Niederlanden; in Dänemark wird sie jetzt eben angeforstet. Dafür reichen allerdings nach Westfrankreich, ja bis auf britischen Boden einige von denjenigen immergrünen Laubgewächsen der Mittelmeerflora hinüber, die nur Wintermilde, keine Sommerdürre verlangen, unter ihnen selbst die immergrüne Eiche *(Quercus Ilex)*, die meisten bleiben indessen strauchförmig; einer der immergrünen Sträucher, die Stechpalme *(Ilex Aquifolium)*, verbreitet sich sogar bis nach Westdeutschland (vgl. oben S. 79 f.). Haine der Edelkastanie trifft man noch in Frankreich; diesseit der Alpen und außerhalb der süddeutschen Rheingegend reift der Baum seine schmackhafte Frucht fast nirgends.

Die «westpontische Waldregion» der Karpatenländer und des in unseren Bereich fallenden Nordens der Balkanhalbinsel hat einige nur



Fig. 68. Zirbelkiefer oder Arve.

ihr eigene bemerkenswerte Baumarten aufzuweisen, so die Cerr-Eiche *(Q. Cerris)*, die Silberlinde und die Omorika-Fichte. Letztere, im Süden Bosniens und Serbiens sowie in der Umgebung des Schar-Dagh erst neuerdings entdeckt, ist vielleicht der hochwüchsigste europäische Waldbaum und findet seine nächsten Verwandten erst in Japan. Im Nordosten endlich, im Gebiet der Dwina und Petschora, ragen die sibirischen Abarten unserer Nadelhölzer weit über den Ural herüber; zur sibirischen Lärche tritt dort auch die Zirbelkiefer oder Arve *(Pinus Cembra)*.

Obwohl die weiten Niederungen Rußlands im übrigen weder Lärchen- noch Zirbelkieferwaldung besitzen, treten beide Baumgeschlechter (die Lärche in der europäischen Form, *Larix europaea*) in den Karpaten und noch massenhafter in den Alpen wieder auf. Hier wachsen Lärchenwälder vielfach an der obersten Baumgrenze, höher empordringend selbst als der Fichtenwald, ebenso wie die Lärche im Nordosten Europas an der Polargrenze der Wälder steht, weil sie wie die Birke mit einer nur dreimonatlichen Vegetationsfrist fürlieb nimmt und innerhalb derselben noch geringerer Temperatur bedarf als jene. Auf den obersten Zinnen unserer Hochgebirge unterhalb der Schneeregion, auf den nördlicheren Gebirgen (zumal auf dem Nordural und den skandinavischen Fjelden) schon in viel geringerer Seehöhe, deutet die Waldlosigkeit auf ähnliche, wenn auch durchaus nicht gleiche Klimaverhältnisse wie in den arktischen Landstrichen. Die wenigen schneefreien Sommerwochen lassen auch diese Gebirgsflora oberhalb der Wälder nicht hoch auswachsen, perennierende Gewächse, zwerghafte Kräuter mit großen, lebhaft gefärbten Blumen walten aus den nämlichen Ursachen vor wie innerhalb des Nordpolarraums. Mit ihm teilen auch die Alpenmatten eine große Anzahl von Pflanzenarten. Daß jedoch die europäische Gebirgsflora oberhalb der Waldgrenze allein der Einwanderung aus arktischen Ländern, etwa während der Eiszeit, zu verdanken sei, ist nicht glaubhaft. Schon im Tertiäralter gab es Hochalpen, die vermutlich schon damals Firnmulden und Gletscher trugen. Gerade die im Hochgebirge hauptsächlich den Boden überziehenden alpinen Gräser und Seggen, die alpinen Rhododendren und Krummholzkiefern, so manche

Fig. 69.



Edelweiß *(Gnaphalium leontopodium)*. *a* Pflanze, *b* Blütenstand von unten, *c* einzelne Randblüte, *d* Blüte aus der Mitte, beide vergr.

schöne Blume der Matten und Geröllhalden unserer Alpen, darunter auch das **Edelweiß, fehlen im arktischen Gebiet.**

2. Der Kaukasus.

Der Kaukasus ist ein asiatisches Gebirge von fast ganz europäischem Floratypus. Unsere Waldbaumgattungen, selbst die bei uns im Schwinden begriffene Eibe, sind dort sämtlich vertreten, meistens auch durch dieselben Arten wie bei uns, die des Ahorn aber z. B. weit mannigfaltiger, nämlich durch mindestens neun verschiedene Arten. Die Rotbuche geht nahezu durch alle Gebirgsstufen hindurch bis dicht an die Baumgrenze, die hier meistens von der Weißbirke bestanden wird. Merkwürdiger Weise begegnen indessen unter den Nadelhölzern drei ganz asiatische Formen: die morgenländische Fichte *(Picea orientalis)*, die in wenig abgeänderter Form auf dem Tianschan wiederkehrt, die Nordmanns-Tanne *(Abies Nordmanniana)* und der Baumwacholder *(Juniperus excelsa)*, welcher letztere auch noch im Südgebirge der Krim sich findet. Überaus reich ist ferner der Blumenflor des Waldbodens und der Bergwiesen; auch da schauen wir überall heimatliche Formen, die Wiesengräser sind sogar größtenteils mitteleuropäische Arten. Adlerfarne setzen ganze Bestände von solcher Höhe zusammen, daß der Reiter kaum über sie wegschaut. Die beiden purpurn blühenden Rhododendren der europäischen Alpen werden vermißt; dafür prangt das einst auch durch Europas Süden (S. 79 f.) weit verbreitete *Rh. ponticum* mit seinen violettroten Blütenständen im Waldgürtel bis gegen den Gebirgsfluß hinab, und zwischen der Waldgrenze und den alpinen Matten schlingt die dem Kaukasus und seiner südlichen Nachbarschaft eigene Alpenrose (*Rh. caucasicum*) einen prächtigen Kranz um das Gebirge, aus ihrem dunklen Immergrün brechen im Sommer unzählige Blütensträuße, bald weiß, bald rosa oder hellgelblich. Fast tropenhaft üppig wird die Vegetation nach dem von kräftigen Sommerregen benetzten pontischen Gestade des Riongebietes hin. Hier breiten sich üppige Walnuß- und Edelkastanienhaine aus, die wilde Weinrebe klettert schenkeldick an Erlen oder Ulmen hinauf, die dornige Smilax-Ranke verstrickt lianenhaft das Dickicht wie mit einem engmaschigen Netzwerk, zur Stechpalme gesellt sich der Buxbaum als vollkräftiger Baum. Von der kaspischen Seite dagegen und auf der ganzen Südrußland zugekehrten Flanke tritt die baumleere Steppe hart an das herrliche «Gebirge der tausend Gipfel».

3. Südosteuropäische und Kirgisensteppe.

Im ungarischen Gebirgszwinger, im Südosten des russischen Tieflandes und weiter bis zum Kaukasus und gegen die Oblinie hin begegnet man geselligem Baumwuchs fast nur an den Ufern der Flüsse, soweit deren Sickerwasser die Wurzeln von Bäumen, wie Weiden, Pappeln, Erlen nährt. Der jährliche Niederschlag zeigt sich in diesen vom regenspendenden nordatlantischen Ozean entlegenen Raum gemindert, vor

allem aber ungünstig auf den Frühsommer gehäuft, so daß die Hitze des Hochsommers den Boden gründlich ausdörrt. Wie in der Arktis die Kälte, so schränkt hier die Dürre die Wachstumszeit auf ungefähr drei Monate ein, für die meisten Pflanzen auf die Zeit von Mitte April bis Mitte Juli. An Wärme fehlt es nirgends, um Blüte und Fruchtreife zu erzielen, einjährigen Gewächsen ist folglich hier das Dasein so gut ermöglicht wie ausdauernden. Indessen rasch muß die alljährliche Verjüngung erfolgen, und durch allerlei Schutzmittel gegen zu starke Verdunstung, am besten durch Preisgeben der oberirdischen Teile nach Abschluß der sommerlichen Entfaltung und Verlegen des schlummernden

Fig. [illegible]



Barabasteppe.

Lebens in die unterirdischen Organe will das Fortbestehen erkämpft sein. Hierzu sind mit Zwiebeln ausdauernde Gewächse, wie Liliazeen und Irideen, vor allen aber die Gräser befähigt.

Gräser also bilden die Großmacht in allen Steppen, nur nicht in zusammenhängendem Rasen, wie er die Wiese auszeichnet, sondern in vereinzelten Büscheln. Man schätzt in den südrussischen Steppen bloß ⅓ des Bodens als grasbedeckt, zwischen den Gräsern ist der Boden teils nackt, teils mit Stauden bewachsen. Nur wenige Grasarten helfen diesen locker gewebten Steppenteppich zusammensetzen, sie aber in umso massenhafterer Individuenzahl; dies herdenweise Vorkommen kennzeichnet überhaupt Flora wie Fauna der Steppen. Das hochwüchsige Federgras

(Stipa), die Tyrsa der Russen, herrscht auf weiten Strichen vor, ist durch die Härte seines Gefüges, durch die schmalen, zusammengerollten Blätter trefflich angepaßt an das Trockenklima und wird schon von weitem erkannt an dem Silberschimmer des Gewoges seiner Halme, wenn der Wind sie gleich einem Ährenfeld in Bewegung versetzt (S. 131, Fig. 62). Mit einer bestimmten Gruppe dikotyler Gewächse, namentlich Labiaten und Kompositen, pflegt das Federgras in Gesellschaft aufzutreten. Diese «Tyrsaformation» geht von der pontischen Steppe bis ins Pußtenland, das, jüngerer Entstehung, die meisten seiner Steppenpflanzen aus Südrußland empfangen hat; das Karpatengebirge hat diese Pflanzenwanderung mithin nicht gehindert, die aus der russischen Niederung nach Rumänien hineinziehenden Steppenstreifen dienten offenbar als Brücke.

Am ärmsten erweist sich unser Steppenraum auf dem salzdurchsetzten Boden in der Umgebung des kaspischen Meeres, der von dessen Gewässer erst im Verlauf der Quartärzeit verlassen wurde. Hier sind nur Halophyten heimatsberechtigt, d. h. Gewächse, die einen besonders hohen Salzgehalt im Boden nicht allein vertragen, sondern sogar fordern. Doch auch anderwärts stellen sich solche salzholden Pflanzen von Ungarn bis in die Kirgisensteppe mit ihren zahlreichen salzigen Weihern überall da ein, wo Regen- und Schmelzwasser dem Erdreich Salzteile entziehen und durch zu frühzeitiges Verdunsten das gelöste Salz nicht nach dem Meer abzuführen vermögen, es folglich in der Bodenkruste aufspeichern. Außer den eigentlichen Salsoleen stellen besonders die ihnen nächstverwandten Chenopodien und graugrüne Artemisien ihr Kontingent zu dieser Salzflora.

Harte Disteln und Dornsträucher (deren Blätter eben infolge der Dornbildung verkümmern) trotzen ähnlich wie die Salzkräuter der Trockenheit; die buntblühenden Dornsträucher aus der Familie der Papilionazeen tragen wesentlich zum vergänglichen Blumenschmuck der Steppe bei, wie er sich in eigentümlich rhythmischem Wechsel alle paar Wochen in immer veränderten Farbenmischungen während der kurzen Wachstumsfrist erneuert. Seit Humboldt hat die Blumenpracht der nordwestasiatischen Steppen immer von neuem die Reisenden entzückt. Durch ihr geselliges Beieinander zu vielen Tausenden überziehen diese Blumen ganze Flächen in der Steppe mit ihren leuchtenden Farben. Wenn die feinblättrigen Spiräensträucher eben erst ergrünen, lockt die warme Frühlingssonne die Purpurblumen der Päonie hervor; neben diesen roten Flecken der Steppe sieht man andere Striche gelb oder violett von Schwertlilien, wieder andere buntscheckig von Tulpen und Kaiserkronen. Der Sommer erweckt z. B. auf beiden Uferseiten des Irtisch zahllose rötliche Blüten unseres schmalblättrigen Weidenröschens, blaublütigen Rittersporn und die auch der pontischen Steppe eigene feuerrote Lichtnelke (*Lychnis chalcedonica*), uns unter dem Namen «brennende Liebe» als Zierpflanze bekannt. Im August liegt die Steppe bereits fahlfarben vertrocknet da, nur wenige Arten haben da dem

Sonnenbrand Widerstand geleistet, so die graugrünen Chenopodien und Artemisien. Der Winter mit seiner Schneedecke, die oft genug von furchtbaren Buranen in die Luft entführt wird, läßt die weiten Ebenen wie pflanzenleere Wüsten erscheinen.

4. Nordasiatisches Waldland.

Wo in der Barabá zwischen Irtisch und Ob auf dem dürren Steppenboden mit seinen Salzweihern gen Nordost das Morastgebiet folgt, erheben sich zwischen den Sumpfgebreiten struppige Weißbirken allmählich zu Baumgröße, bald schließen sich Waldinseln der Birke zu umfangreicheren Birkenwäldern zusammen, wie sie das südwestliche Waldland Sibiriens bezeichnen. Im ganzen übrigen Sibirien aber herrschen wie in Nordrußland bloß Nadelholzwälder, unterbrochen von Morast: im Süden hauptsächlich gebildet von dem Geschwister unserer Edeltanne, der Pichta-Tanne, neben der sibirischen Spielart unserer Fichte (*Picea obovata*, von der europäischen Fichte nur durch die halbe Größe der hängenden Zapfen unterschieden), im Norden von Kiefern, viel mehr jedoch von der sibirischen Lärche, die aus schon erwähntem Grund hier überall bis zur äußersten Waldgrenze vorrückt. Dazu treten mächtige Waldungen der Zirbelkiefer, die gleichfalls in die Gebirge des Südens und Ostens emporsteigt, zahllose Eichhörnchen mit ihren ölreichen Samen ernährend. Außer der nun vereinzelt wachsenden Weißbirke und unserem gemeinen Wacholder sehen wir auch sonst noch eine Menge bekannter Gewächse, nicht bloß an den Flußufern die vertrauten Gestalten von Weiden, Pappeln und Erlen, sondern auch im Unterholz und auf dem Waldboden: die Eberesche, Heidel- und Preißelbeeren, Doldenpflanzen der Bärenklaugattung, aber keine *Calluna vulgaris*, die doch ihren deutschen Namen Heidekraut darnach erhielt, daß sie so viel in der «Heide» wächst (einst wenigstens in Norddeutschland soviel bedeutend wie «Wald»).

Bis daß man den Chingan ostwärts überschreitet, erblickt man keinen Laubwald mehr, nirgends im inneren Sibirien auch nur eine einzige Buche oder Eiche. Sobald indessen der Amurstrom die Mandschurei betreten hat, umfängt ihn eine neue Pflanzenwelt. Setzt auch daselbst nach bitterkaltem Winter der Frühling spät ein (der Amur hat seinen Eisgang regelmäßig erst im Mai), so ist doch die Vegetationsdauer beträchtlich länger als in Sibirien, wenigstens von viermonatlicher Dauer bei hoher Wärme und reichlichem Niederschlag im Sommer. Das ermöglicht den Laubwald, nährt überhaupt eine Fülle von Gewächsen, die schon teilweise dem ostasiatischen Florenreich angehören wie die Ginsengwurzel aus der Epheufamilie (*Panax Ginseng*). Die sibirischen Koniferen decken noch die mandschurischen Grenzgebirge, kühn die anderen überragend namentlich die Zirbelkiefer; die Niederungen jedoch schmückt eine herrliche Parklandschaft: Sträucher und mannshohe Stauden verschwinden bei der rasch treibenden Sommersonne unter erstaunlich hohen Gräsern,

die wogende Savanen darstellen, ähnlich wie in den Tropen, schlingende Winden durchweben diese gewaltigen Grasbestände, und hier unter

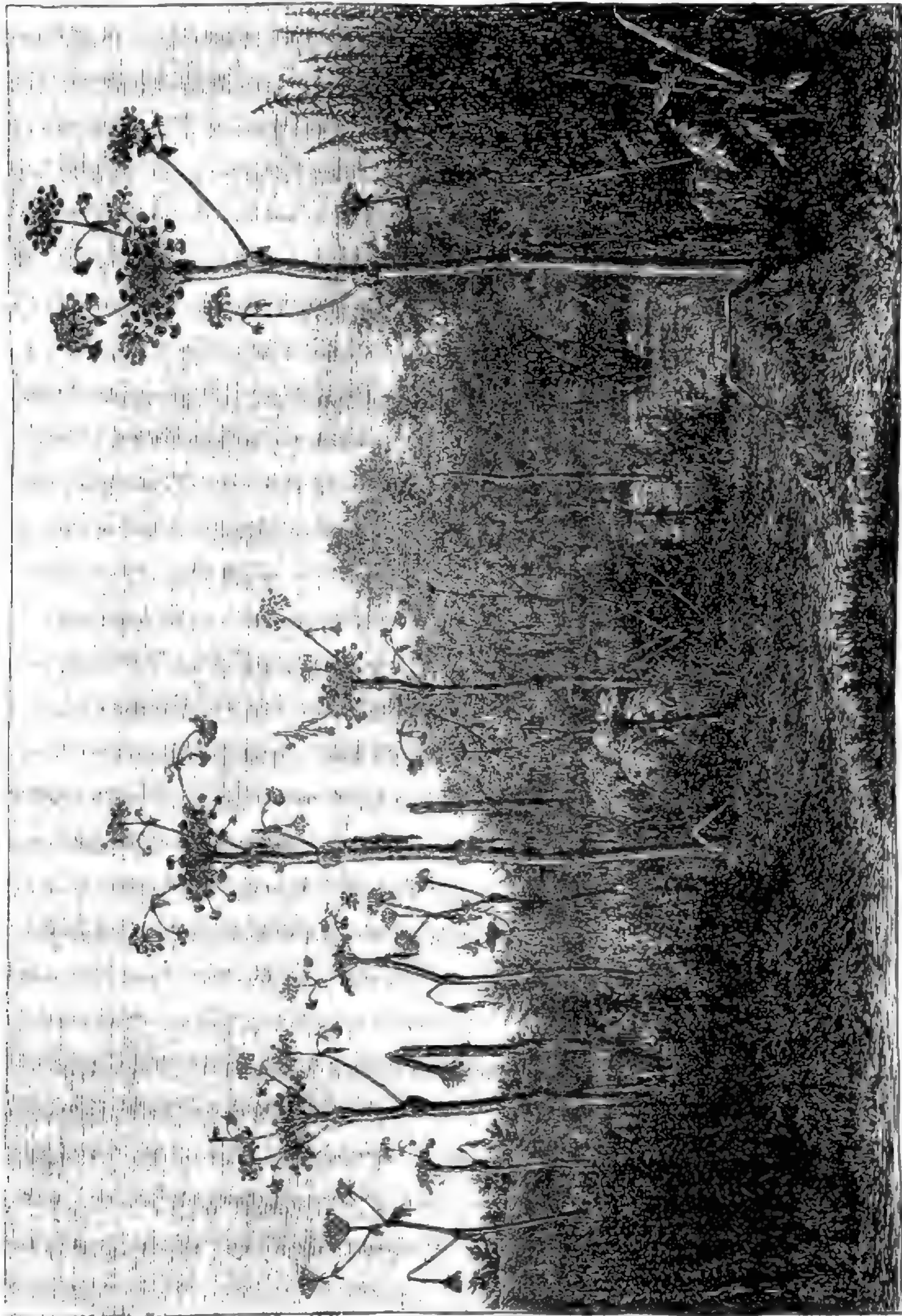


Fig. 71. Grasflur auf Kamtschatka mit Doldenpflanze. (Nach Kittlitz.)

deutschen Breiten grüßen uns auch deutsche Laubbaumgestalten. Nur einige von ihnen freilich sind völlig die deutschen Arten, andere nur

deren Gattungsgenossen. Als Charakterbaum des mandschurischen Amurlandes gilt vornehmlich die Eiche, der man den nicht recht treffenden Namen *Quercus mongolica* beigelegt hat; bei ihrem kümmerlichen Wuchs kann sie sich allerdings mit der deutschen Eiche nicht messen. Dagegen bildet der mandschurische Walnußbaum, kerzengerade über 20 *m* hoch wachsend, die Zierde der Wälder; er geht auch noch über das Ussurigebiet bis nach Nordchina.

Wie der Lage nach zu erwarten, vermittelt die Insel Sachalin zwischen mandschurischer, japanischer und kamtschadalischer Flora. Hier allein trifft sich die mongolische Eiche mit der unserer Eiche ähnlichen, von rissiger grauer Rinde überzogenen Kamtschatka-Birke (*Betula Ermani*). Letztere kennzeichnet hauptsächlich die Flora des landschaftlich höchst reizvollen Kamtschatka, wo übrigens gleichfalls unsere Weißbirke vorkommt zusammen mit sibirischen und auch schon einigen nordwestamerikanischen Koniferenarten. Das rasche und riesenhafte Aufschießen von Stauden und Gräsern hat Kamtschatka mit der Mandschurei gemein. Die kamtschatkische Spiräe erwächst in wenig Wochen zu einer Höhe von 4—5 *m*, um mit dem ersten Nachtfrost wieder zu verschwinden. Den ebenso üppigen Wuchs einer dortigen Bärenklauart (*Heracleum dulce*) zeigt nebenstehendes Bild einen Sommerflur Kamtschatkas; fast gleich hoch schießt eine (treffliche Gespinstfaser liefernde) Brennesselart empor, die unser Bild rechts mehr im Hintergrund erkennen läßt; der schlanke und dichte Bestand im Vordergrund zur Linken besteht aus dem schmalblättrigen Weidenröschen, in weiterer Ferne sehen wir Weidengebüsch und Birkenwald.

5. Nordamerikanisches Wald- und Steppenland.

Von Alaska bis Labrador, die Hudsonsbai in ihrer Südhälfte umspannend, reicht der einförmige Gürtel des Nadelholzwaldes durch die ganze Breite Nordamerikas. Er wird wie der sibirische nur an den Strömen durch dieselben Laubgehölze unterbrochen, die auch bei uns die Nähe des fließenden Wassers lieben. Aber es sind (bis auf unseren Wacholder) lauter eigene amerikanische Baumarten, die den Wald zusammensetzen oder die Flüsse begleiten, nur daß sie den nämlichen Gattungen angehören wie die der nordischen Wälder Europas und Asiens. Den größten Raum in jenem Koniferengürtel nimmt die Weißfichte (*Picea alba*) ein; sie reicht auch von allen Bäumen der Westfeste am weitesten nach Norden, ja beim Eintritt des Polarkreises nach Alaska sowie an der Mündung des Mackenzie bis an das Gestade des Eismeeres. Ihr kommt indessen im rüstigen Vordringen gen Norden überall sehr nahe die hochnordische Birke Amerikas, die wegen ihrer zum Bootsbau verwendbaren lederartig geschmeidigen Rinde Papier- oder Kanubirke genannt wird (*Betula papyracea*); sie verleiht als nördlichster Laubbaum dieses Festlandes der ewig düstergrünen Waldung, in die sie eingestreut

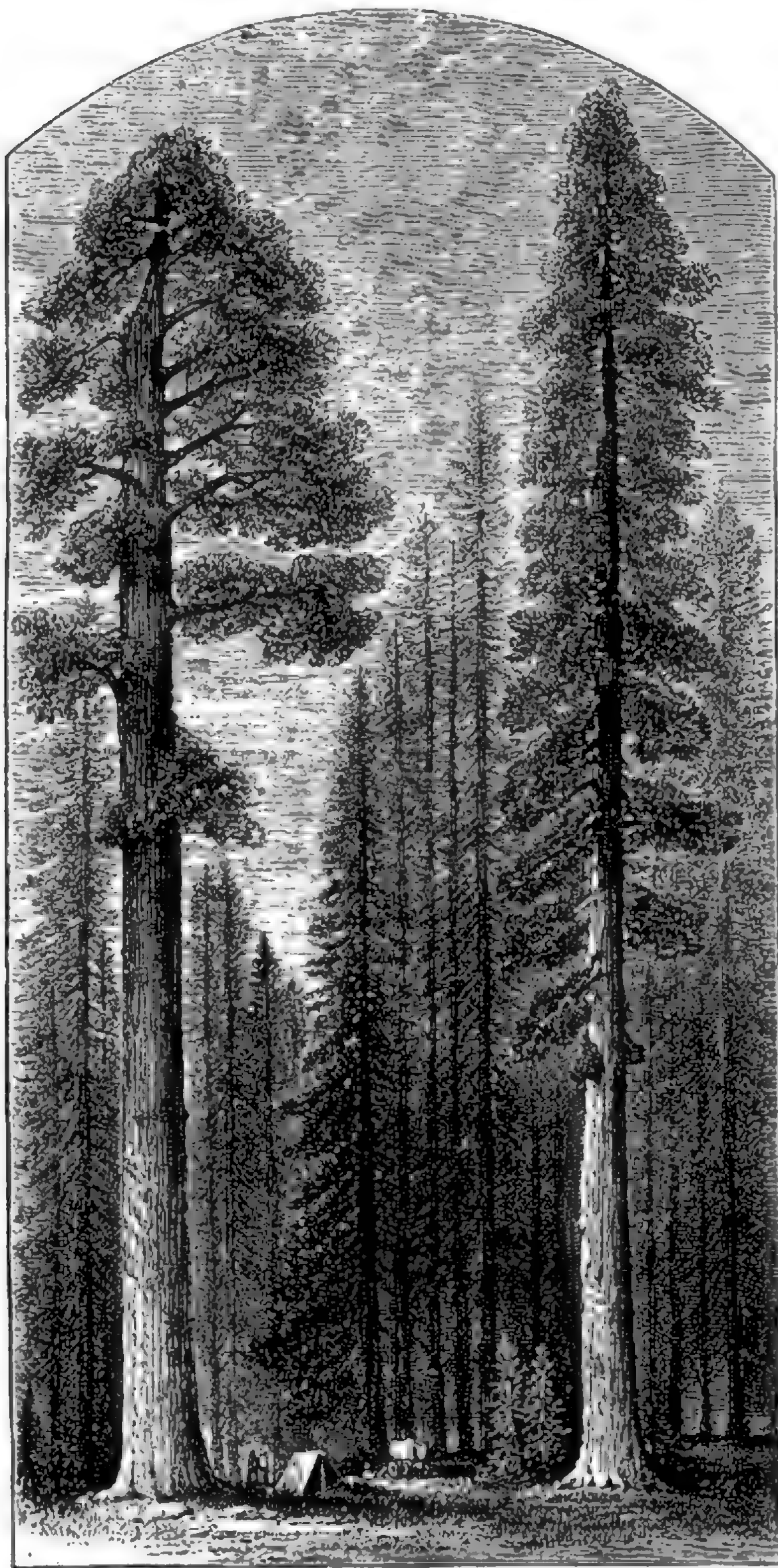
ist, zur Sommerzeit eine freundliche Abwechselung, vertritt somit unsere Weißbirke.

Von der Umgebung des Winnipegsees nach Ost und Südost mischen sich mehr und mehr Laubhölzer in den Wald, doch in dem Raum um die kanadischen Seeen bis zum Lorenzbusen und der nebelverhüllten Insel Neufundland bildet noch eine Konifere die Charakterfigur: die Weymouthskiefer, dort von weit stattlicherem Wuchs als in unseren Parkanlagen. Immer bunter wird dann weiter südwärts in den Oststaaten der Union die Waldung, soweit sie noch nicht den Getreidefeldern, Tabak- und Baumwollenpflanzungen hat weichen müssen. Alle unsere Waldbaumgattungen sind da in neuen und viel zahlreicheren Arten vertreten dazu tritt die Hickory- oder nordamerikanische Walnußgattung (*Carya*), der Tulpenbaum, der duftige Sassafras-Lorbeer u. v. a.; im Waldschatten erblicken wir heimatliche Farngestalten, zahlreiche Orchideen, Astern und unsere Goldrute. Vom Eingang in die Chesapeakebai bis über den unteren Mississippi nimmt die Flora durch Auftreten subtropischer, ja tropischer Formen ein immer mehr südliches Gepräge an. Zum Tulpenbaum treten als Familiengenossen die prächtigen immergrünen Magnolien, ferner die amerikanische Olive, die gleichfalls immergrüne Lebenseiche (*Quercus virens*), ein baumhoher Verwandter unserer Heidelbeere (*Vaccinium arboreum*), verschiedene Kakteen, Lilienbäume der Yucca-Gattung, aus deren gipfelständigem Schopf schilfiger Blätter ein hoher Blütenschaft emporragt, fächerblättrige Sabalpalmen und düstere Sumpfzypressen, oft gleich der Lebenseiche dicht behangen mit der epiphytischen *Tillandsia usneoides* wie mit lang herabwallenden Greisenbärten. Trotzdem verliert sich in all der Mannigfaltigkeit die uniforme Eigenart nordischer Waldung nicht ganz; weite Landstriche im Südosten der Vereinigten Staaten sind beinahe ausschließlich von Kiefern bewachsen, namentlich von der schönen langnadligen *Pinus australis*. Nicht mit Unrecht nennt man Nordkarolina und Georgien «Föhrenstaaten».

Jenseits des Mississippi verliert sich allmählich das Wäldergrün, die von den atlantischen Luftströmungen gebrachten Niederschläge mindern sich, die pazifischen aber kommen fast nur dem westlichen Küstenzug und dem ihn begleitenden Hochgebirge zu gute. Von Texas bis zum Saskatchawan dehnen sich die Prärieen. Noch bis etwa zur Mittellinie zeigen sich auf der vom Mississippi zum Felsengebirge ansteigenden Ebene Gehölze, u. a. mitgebildet von *Robinia Pseudacacia*, unserer Allee-Akazie, die Trockenheit gut verträgt. Weiterhin jedoch schmiegt sich der Baumwuchs nur noch eng an die Flußufer. Zwischen den Flußdurchschnitten liegt baumleere Grassteppe, auf Texas' Boden übergehend in die sogenannten Chaparals (Grasfluren, untermischt mit Dornsträuchern und Kakteen). Die trockensten Weststriche der Prärieen werden von Chenopodien und Artemisien (dem «sage brush» der Ansiedler) eingenommen; diese halten auch in den eingeschlossenen Becken der westlichen

Hochlande die Dürre mit am besten aus, dort, wo die Gehänge der umgrenzenden Gebirge öfters eine doppelte Waldgrenze aufweisen: nach oben eine Kältegrenze, nach unten eine solche nicht mehr zureichender Benetzung. Wo endlich um den unteren Colorado und Gila fast aller Niederschlag mangelt, breitet sich echte Wüste aus; gänzlich pflanzenleer indessen ist selbst diese nicht, der Riesenkaktus (*Cereus giganteus*) erhebt seine wunderbare Säulengestalt bis zu 15 *m* (S. 32, Fig. 15), und *Yucca brevifolia* bildet sogar hie und da einen kleinen lichten Niederwald seltsamen Aussehens.

Fig. 72.



Mammutbaum (*Sequoia gigantea*).
(Nach Harper.)

Längst der Küste der Südsee treten wir nochmals in einen schmal verlaufenden Waldgürtel ein, der sich auszeichnet durch eine Anzahl nur in ihm fortlebender Baumarten von hohem erdgeschichtlichen Alter. **Koniferen** von teilweise **riesigen Höhen** sind in der Vorzeit aus nördlichen Breiten hier eingewandert, während Magnolien und Tulpenbäume, Lebenseichen und Sumpfzypressen die Wanderstraße in den Osten der Vereinigten Staaten einschlugen. Auf Kaliforniens Sierra Nevada

erreichen einzelne Stämme der *Sequoia gigantea* eine Höhe von mehr als 100 *m*, und nahezu ebenso hoch wird *Sequoia sempervirens*, die noch auf größerem Areal daselbst das uralte Sequoiengeschlecht bis auf unsere Tage vererbt hat. Eine dichtere Waldung ähnlich mächtiger Koniferen ernährt der nordwärts sich steigernde Niederschlag im weiteren Verlauf dieser Küste. An der Kaskadenkette bereits wächst die gewaltige Douglastanne (aus der Gattung *Pseudotsuga*); sie reicht bis über Vancouver hinaus und zwar in so dicht gestellten Riesenstämmen, daß vielleicht nirgends die Erde so viel Pflanzenmasse erzeugt wie in diesen Beständen (vielfach 20.000 Kubikmeter Holz auf einem Hektar). Die Sitkafichte gehört zu der interessanten Gruppe von Gewächsen, welche die Grenze Amerikas und Asiens, so streng sie für die Baumarten des Binnenlandes gezogen ist, an der pacifischen Küste gänzlich verwischen: sie reicht von der Kaskadenkette bis nach Kamtschatka.

II. Mittelmeergebiet und benachbarte Trockenräume.

1. Mittelmeergebiet.

Noch im frühtertiären Zeitalter herrschte im heutigen Mittelmeerraum tropisches, heißfeuchtes Klima. Seitdem sich dann der subtropische Wechsel milder Regenwinter und trockenheißer Sommer einstellte, zogen sich viele Gewächse in die afrikanischen oder indischen Tropenlande zurück; in den Niederungen und an den unteren Gebirgsabhängen, soweit sie sommerdürr sind, verblieb eine insbesondere an die Sommerdürre angepaßte Flora, während die von Steigungsregen auch in den heißen Monaten erquickten Gebirgshöhen großenteils von Gewächsen nordisch-europäischer Verwandtschaft besiedelt wurden.

Der nur noch an der atlantischen Küste Marokkos wälderbildende Arganbaum ist eins der wenigen Relikte aus der Zeit des auch ums Mittelmeer waltenden Tropenklimas; zahlreiche Mitglieder der Sapoteenfamilie, welcher der Argan angehört, finden wir erst jenseits der Sahara in den Tropen Afrikas. Jedoch der nächste Verwandte jenes pflaumentragenden Baumes, eine Eisenholzart *(Sideroxylon Mermulana)*, lebt auf Madeira. Diese Insel pflegt man mit den Kanarien und Açoren zu einer pflanzengeographischen Provinz «Makaronesien» zu vereinigen, die man als mediterrane Außenprovinz oder Exklave bezeichnen darf. Sie beherbergt die prächtigen hochstämmigen Lorbeerwälder der *Laurus canariensis*, die sich einst im Tertiäralter bis in die Gegend von Lyon ausdehnten. Als Abgliederung des tertiären Mittelmeerfestlandes, da es noch viel weiter gen Südwesten reichte und von keiner Gibraltarstraße zerschnitten wurde, hat die makaronesische Exklave im Inselfrieden viel altes Eigengut bewahrt, was auf dem eigentlichen Mediterranboden untergegangen ist, und zwar offenbar nicht immer aus klimatischen Ursachen. So lebt u. a. die herrliche *Pinus canariensis* bloß noch auf der

kanarischen Inselgruppe fort, zur Tertiärzeit war sie ein Mittelmeerbaum, wie Zweigabdrücke im Tertiär von Murcia beweisen.

Immergrüne Blätter auch an Laubgehölzen, wie wir sie in Deutschland fast nur von unseren Nadelhölzern (außer der Lärche) kennen, ist das Abzeichen der Mittelmeerflora. Dadurch sind Bäume wie Sträucher angepaßt an das sommerliche Trockenklima, denn da sich somit bei ihnen die neuen Blätter in ruhiger Folge neben den alten entwickeln, nicht wie bei unseren Laubhölzern mit dem Knospenerschluß plötzlich, so bedürfen sie keines Frühlings- oder Sommerregens; obendrein aber hemmt die lederartig dicke Oberhaut dieser mittelmeerischen immergrünen Gewächse auch die Verdunstung. Verschwenderische Verdunstung zu vermeiden, sind die Blattorgane meist schmal, oft recht klein, gehen vielfach in Verdornung über. Gleichfalls gewährt Absonderung harziger Stoffe, vornehmlich aber Ausströmenlassen einer Fülle aromatischer Düfte, meist aus winzigen, über Blatt und Stengel verteilten Öldrüsen, Schutz gegen Verschmachten, weil selbst das kleinste Thymiankraut in der selbsterzeugten Dufthülle der trocknen Hitze Stand hält, indem es unter ihr weniger von seinen Zellsäften einbüßt. Da auch Aufspeichern von Saftfülle die dürren Tage besser überdauern läßt, so haben zwei saftstrotzende Fremdlinge aus den amerikanischen Tropen rings ums Mittelmeer weit und breit das Bürgerrecht erlangt: die *Agave americana* und der Opuntien-Kaktus (S. 134, Fig. 63 links).

Fig. 73



Agave (*Agave americana*).

Der nur den Mittelmeerlanden eigene Ölbaum (*Olea europaea*) ist darum das wahre «Leitgewächs» der Mittelmeerflora, weil er streng fordert, was unser Südklima bietet; Frost wie Sommerregen sind ihm Feind. Der Oleander, der im Süden die Bachufer umschmückt, hält Regenwetter ganz gut aus, erst recht Myrte und Lorbeer, sonst gediehen sie nicht (von Menschenhand gepflanzt) auf den britischen Inseln. Am besten folglich können wir nach der Olivenverbreitung die des eigentlich mediterranen Florenreichs bestimmen. Dabei stellt sich sofort heraus, daß nur ein mäßiger Teil der Inseln und festländischen Gestadeländer des Mittelmeeres diesem Florenreich im eigentlichsten Sinne zuzuschlagen ist. Frost und sommerliche Niederschläge schließen den Ölbaum aus der

offenen Poebene aus, zu häufige Regen machen ihm gleichfalls den Nordwesten und Norden der Pyrenäenhalbinsel unwirtlich. Auf die höheren Gebirge, auf die steppendürren, winterkalten Hochflächen des kleinasiatischen, des altkastilischen oder des algerischen Hochlandes wagt er sich samt der Hauptmasse der übrigen immergrünen Gewächse nicht hinauf.

Von den Waldungen sind also nur die der Küstenniederungen oder die in geringer Erhebung echt mediterran. Neben dem Ölbaum treten immergrüne Eichen (*Quercus ilex*, *Q. suber*) in diesen Wäldern mehr hervor als Nadelhölzer (die schirmförmige Pinie, die Aleppokiefer). Sommergrüne Baumarten fehlen den Mittelmeerlandschaften außerhalb der höheren Gebirge indessen durchaus nicht; die orientalische Platane ist eine ersehnte Schattenspenderin bis an die Küste herab, die Silberpappel gilt als einer der schönsten Bäume Griechenlands, Silberlinde und Cerriseiche verknüpfen den mediterranen Raum der Balkanhalbinsel mit der westpontischen Waldregion. Umgekehrt dringt die Immergrüneiche (*Q. ilex*) auch ins höhere Gebirge hie und da hinauf, in Sizilien bis zu 1600 *m*. Indessen hauptsächlich setzt sich doch überall der Gebirgswald aus laubabwerfenden Bäumen und einigen Koniferen zusammen: aus Edelkastanien, deutschen Eichen und Rotbuchen, Edeltannen, deutschen Kiefern, Eiben, Birken und nur wenigen uns nicht vertrauten Nadelhölzern wie der Laricio-Kiefer und der auch in den Niederungen einzeln angepflanzten Zypresse. Einen ganz seltsam zerrissenen Verbreitungsbezirk haben die gebirgsbewohnenden Zedern: aus Europa sind sie ausgeschlossen, obwohl ihnen hier das Klima zusagen würde, nur in den Atlasländern kommen sie vor (*Cedrus atlantica*) und in der wenig verschiedenen Form *C. Libani* auf dem Libanon wie dem Taurus; die nächstverwandte Deodara-Zeder geht nicht über den Himalaja westwärts.

Von der Waldung sondert sich scharf ab die echt mittelmeerische Formation des Gestrüppdickichts, in Spanien Niederwald genannt, in Italien Macchia (nicht Maquis) d. h. Fleck, weil sie die bleichen Gebirgslehnen dunkel betupft. Häufig erwächst diese Pflanzengesellschaft auf verheertem Waldboden, und einige das Unterholz der Hochwälder bildende Sträucher finden sich daher in ihr wieder, so die bis zu niedriger Baumform auswachsenden Erizeen *Erica arborea* (die Baumheide, Fig. 75) und *Arbutus Unedo* (der wegen seiner mehr duftigen als wohlschmeckenden roten Beeren sogenannte Erdbeerbaum). Außerdem setzen sich die Macchien zusammen aus verkrüppelten Immergrüneichen, Lorbeer, Myrte, der fiederblättrigen harzreichen Pistazie, aus Sträuchern wie Halbsträuchern von Ginster, Cistus und aus duftigen Labiaten. In Kastilien gehen die Macchien auf trockner Ebene in reine Erizeenbestände über, reihen sich also an unsere Heidenformation an.

Eine dritte Formation macht die mediterrane Matte aus. Sie ersetzt die dem Süden fehlende Wiesenform einigermaßen als fadenscheiniger Teppich von Gräsern und Zwiebelpflanzen, deren oberirdische Teile in den regenarmen Sommertagen schwinden. Im Winter spendet



Fig. 74. Die Zedern des Libanon.
(Nach einer Photographie.)

die Matte dem Weidevieh Futter und erfreut im Frühling durch die bunte Farbenpracht ihrer nur zu rasch vergänglichen Blumen. Auf dem Dürrland Spaniens und Algeriens wird aus der Mattenform die wogende Grassteppe des Halfa- oder Espartograses, das mit seinen zähen zylindrisch gerollten Blättern dem Federgras unserer südöstlichen Steppen gleicht.

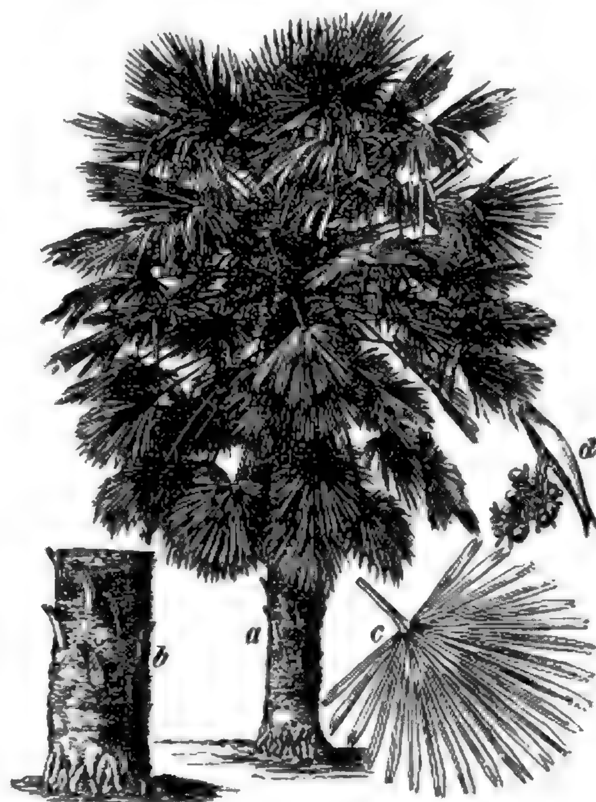
Berühmt ist der Mittelmeerbereich seit alters durch seinen Fruchtsegen. Der Rebe frommte schon in vorgeschichtlichen Zeitfernen der bis tief in den Herbst sonnige Himmel dieses Südens. Zu den heimischen

Fig. 75.



Ein Zweig der Baumheide (*Erica arborea*).

Fig. 76.



Zwergpalme (*Chamaerops humilis*). *a* alter, hoher Stamm, *b* unterer Stammteil, *c* Blatt, *d* Früchte; alles stark verkl.

Fruchtbäumen, der Feige, dem Johannisbrotbaum, der Mandel und Granate, gesellten sich durch Zuthun des Menschen aus dem Monsungürtel Asiens Zitrone und Orange, die jedoch nur da ihre kostbaren Früchte reifen, wo der Winter frostfrei bleibt, mithin in der Südhälfte der beiden Mittelmeerbecken oder wo an der Südwestseite der Balkanhalbinsel die Gebirge den rauhen Nordost abwehren, an der portugiesischen Küste laue Golfstromluft weht. Die Dattelpalme empfing zwar ihren Namen *Phoenix* von den Griechen, die sie zuerst an der phönizischen Küste kennen lernten, aber so sehr sie der Landschaft, auch bei nur sporadischem Erscheinen, einen tropenhaften Schmuck verleiht, so fühlt sie sich

hier doch nicht recht zu Hause, denn ihre Dattel reift nur an den heißesten Gestadestreifen. Den Küsten des Westbeckens ist hingegen von jeher eigen gewesen die Zwergpalme (*Chamaerops humilis*), die indessen nicht durch ihre Frucht, sondern durch die zu allerlei Flechtwerk sich eignenden Fasern ihrer Fiederblätter Nutzen stiftet.

2. Sahara und Arabien.

Der große Wüstenraum Nordafrikas und Arabiens ist erst spät vom Grabeneinsturz, in dem sich das rote Meer sammelte, unterbrochen worden. Noch immer ist die Pflanzenwelt dieser nunmehrigen Doppelwüste in ihren Grundzügen gleichartig, sie besteht vielfach aus denselben Arten vom persischen Meerbusen bis zur atlantischen Küste. Nirgends zeigt sich außerhalb der Kulturflächen der Oasen zusammenhängender Pflanzenwuchs, aber doch entbehrt anderseits nur strichweise einmal Sanddünen- oder harte Steinwüste (Hammada) der Gewächse gänzlich. Arten giebt es nur wenige, doch sie sind weit über den ungeheuern Raum verbreitet, denn die oft mit feinen Flughaaren beschopften Samen der Wüstenpflanzen werden von der mitunter seesturmartig bewegten Luft weithin verweht.

Ähnlich wie in Deutschland stehen Kompositen, Papilionazeen, Kreuzblütler und Gräser den übrigen Familien voran. Und nicht bloß unter den Kruziferen fallen die kleinen, meistens weißen oder lichtgelben Blüten auf. Schon hierin thut sich das Streben kund, überall gegenwärtiger Gefahr des Verschmachtens zu entgehen. Üppig große Blüten würden derselben kaum ausweichen, und dunklere Farbe der Blumenblätter müßte die Hitzwirkung, folglich die Verdunstung steigern. Klein sind die Wüstenpflanzen fast sämtlich, ihre Blätter schmal, wenn nicht ganz zu Schuppen oder Warzen verkümmert, die wenigen Sträucher gewöhnlich dornig, oft mit kuglig zusammengedrängtem Gezweig, um den Schatten zu mehren, die Verdunstung zu mindern; sehr selten steht ein einsamer Baum in der offenen Wüste, etwa eine echte Akazie mit äußerst feinem Fiederlaub.

Auf Regen ist selbst im Winter kein Verlass, eher auf Tau, und in der Bodentiefe birgt selbst die trockenste Wüstengegend Wasser, teils als Sickerwasser der Trockenthäler (der Wadis), teils gesammelt im Boden der Oasenmulden, wo es dann von selbst als Quell oder durch Brunnenbohrung der Oberfläche zu Gute kommt. Demgemäß entsprechen die Gewächse der Wüste ihrem Wasserbedürfnis durch sehr tiefdringendes Wurzelwerk. Die Koloquinthengurke schöpft auf diese Weise so reichlich aus dem unterirdischen Wasserschatz, daß sie, wie die Weinrebe aus der nämlichen Ursache im trockensten Mittelmeersommer, mit frischgrünen Blättern prankt; ja gegen die sonstige Wüstenregel breitet sie sogar große und zarte Blätter über den zu mehr als 50° erglühenden Boden und läßt faustgroß ihre saftstrotzenden Früchte reifen. Der häufigste und königlichste Oasenbaum aber, die Dattelpalme (S. 134), ist in dieser Art eine ebenso

vollendete Anpassung an die Wüstennatur wie die Olive eine solche ans Mittelmeerklima. Sie macht gar keine Ausnahme davon, daß Palmen stete Wasserzufuhr bedürfen, sie erzielt diese eben durch ihre zu den verborgensten Wasseradern gelangende mächtige Wurzel; sie will stets «den Fuß ins Wasser, das Haupt in Feuerglut tauchen», dann reift sie ihre wuchtigen Fruchttrauben, von denen ganze Volksstämme leben. Grisebach wird wohl Recht haben, wenn er die Ansicht vertritt, die Dattelpalme sei im saharisch-arabischen Wüstengebiet heimisch. Ihre Gattungsgenossen bewohnen zwar das tropische Afrika, und Fiederblätter, die den ihrigen mindestens täuschend ähnlich sehen, kennt man aus dem Tertiär der Mittelmeerlande; aber zog sich auch eine tertiäre *Phoenix*, wie wir vermuten dürfen, vor kühler werdender Luft aus europäischen Breiten nach dem Süden zurück, — erst in genauer Fühlung mit dem allmählichen Einschwinden der früher gewiß auch auf der saharisch-arabischen Scholle höheren Feuchtigkeit zur jetzigen Wüstendürre vermochte sich die mit dieser so wunderbar harmonierende Natur der *Phoenix dactylifera* zu entfalten.

Nach den Wadis ziehen sich die Wüstenpflanzen mit Vorliebe. Hier wachsen büschelweise die Gräser mit ihren kurzen, harten Blättern, Dornsträucher und blattlose rutenförmige Retamas (Verwandte des Ginsters); letztere deuten auf salzfreieren Boden, denn in den Wadis sickert das Grundwasser abwärts, gemäß der Neigung des Thalbodens. Auf weiten Flächen um die Wadis her versalzt sich dagegen das Erdreich naturgemäß fort und fort. Daher an solchen Stellen floristische Ähnlichkeitszüge mit den Salzsteppen: Artemisien, graugrün von anliegendem Seidenhaar, Salsoleen mit zylindrisch fleischigen Blättern, Tamarisksträucher bis zu mehrfacher Mannshöhe, aber von glanzlosem Grün, so die bis Persien verbreitete *Tamarix articulata* mit völlig unterdrückter Blattbildung, andere bloß mit Blattschuppen versehen.

Fig. 77.



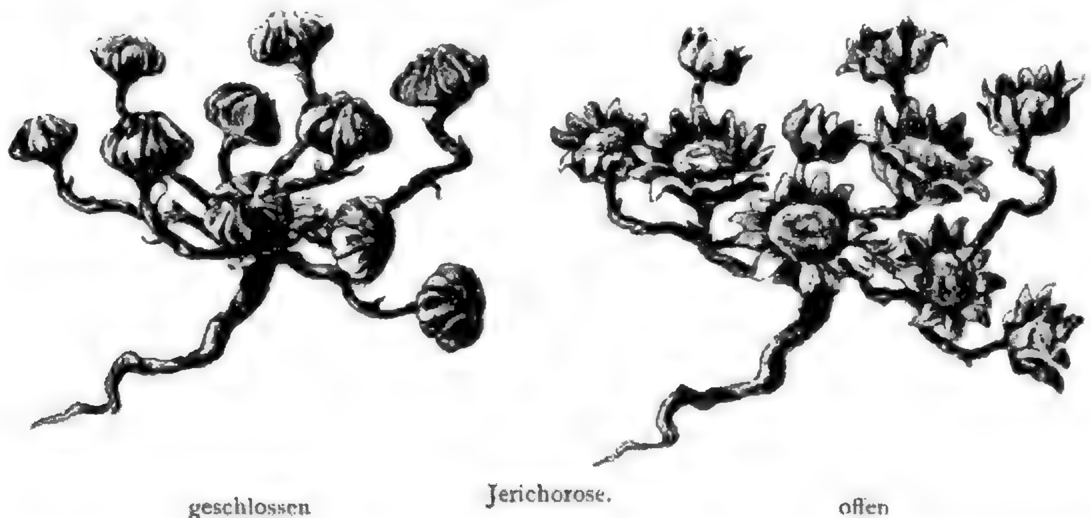
Rosenfrüchtiges Salzkraut (*Salsola rosacea*).

Eine merkwürdige Beobachtung hat kürzlich Volkens an dem höchstens meterhohen Tamariszineenstrauch *Reaumuria hirtella* gemacht. Während man früher meinte, salzreiche Pflanzensäfte seien nur darum im Trockenklima von Nutzen, weil Kochsalzlösungen langsamer verdunsten

als salzarmes Wasser, offenbarte die *Reaumuria* einen hohen hygroskopischen Wert reichlicher Salzaufnahme aus dem Boden: Stengel und Blätter überkrusten sich förmlich mit weißlichem Salzausschlag, und dieser entlockt selbst der trocknen Wüstenluft das Wasser; besonders nach den kühlen Stunden des Morgentaus ist die Pflanze von Wassertröpfchen ganz übersät und frischgrün. Bei anderen Saharagewächsen erweisen die Haare eine ähnliche physiologische Verrichtung: sie dienen als Aufsaugungsorgane, um dem Pflanzengewebe rasch jeden Tau- oder Regentropfen einzuverleiben, ehe er verdunstet.

Ganz erstaunlich ist die Fähigkeit dieser Pflanzen nach vieljährigem Ausbleiben jeglichen Regens die Keimfähigkeit ihrer im Erdreich lagernden Samen sofort nach dem ersten flüchtigen Regenschauer zu bethätigen, daß in wenigen Tagen das vorher vielleicht ganz vegetationslose Wadi in Grün sich kleidet. Jeder kennt das Wunder des «Erblühens» der «Rose von Jericho» nach langer Todesstarre; das ist einfach eine Anpassung

Fig. 78.



geschlossen Jerichorose. offen

an die Klimabeschaffenheit der Wüste: diese kleine Kruzifere (*Anastatica hierochuntica*) reift die Samen am Schluß der feuchteren Winterzeit, umschließt sie dann beim eigenen Absterben durch Zusammenballen ihrer blattlosen, saftarmen Zweiglein vorsorglich, damit sie nicht in der Dürre ausgestreut werden und verkommen; wenn aber nach Monaten wieder einige Feuchtigkeit den Boden netzt, dann öffnet sich rein mechanisch der tote Zweigball und vertraut so die Samen zur günstigsten Zeit dem Boden an.

Arabien ist vorzugsweise reich an Strauch- und Baumarten, die duftige Harze absondern. Das hängt zusammen mit seiner Vermittlungsstellung zwischen der indischen und tropisch-ostafrikanischen Flora und mit der besseren Befeuchtung der Küstenränder seines Hochlandinneren. Arabiens Balsamodendren liefern als gummöse Harze Balsam und Myrrhe; die Gattung des Weihrauchbaums (*Boswellia*) ist

auf Ostafrika, Arabien und das westliche Vorderindien verteilt. Die Südostküste Arabiens und Oman entfernt sich durch das Nebeneinander indischer Pflanzenarten, des afrikanischen Drachenblutbaums (S. 112 f.) und der Aloe bereits weit von der Eigenart der Wüste.

3. Der übrige südwestasiatische Trockenraum.

Armenien, Mesopotamien, Iran und die Indus-Niederung bilden einen durch trockenes Klima, meist nur spärliche Winterregen, verbundenen Länderzug, der sich über die Hochflächen Kleinasiens hinaus mit der Mediterranflora berührt wie jenseit der Euphratlinie mit derjenigen der arabisch-nordafrikanischen Wüste. Die formenreiche Gattung *Astragalus* (Tragant) verknüpft in etwa 200 Arten meist dorniger, mit bunten Schmetterlingsblüten geschmückter Sträucher die Steppen von Kleinasien bis nach Persien und Afghanistan. Von den Gewächsen der Wüste ist es vornehmlich die Dattelpalme, welche auch landschaftlich bedeutungsvoll die Länder an Arabien und die Sahara anschließt, jedoch nur soweit jene nicht zu rauhe Winter haben; sie geht folglich nicht über die Ruinenstätte Ninives auf die armenisch-kurdischen Höhen, in Iran kaum über die südwestlichen und südlichen Terrassen hinaus, vom Pandschab und dem Industhal nicht empor nach Afghanistan. Der Ölbaum seinerseits verbindet zwar ähnlich mit den Mittelmeerlandschaften, scheut jedoch vor den iranischen Hochflächen noch mehr zurück als die Dattelpalme, selbstverständlich erst recht vor den armenischen mit ihrem langwierigen Schneewinter; am Euphrat und Tigris sieht man ihn noch, ehe die Ströme in ihr gemeinsames Delta eintreten, am Indus nicht wieder, wohl nicht wegen der sengenden Glut, die dort vor Beginn der Juli- und Augustregen herrscht, sondern wegen letzterer selbst. Der Fuß des kurdischen Gebirges setzt der Olivenkultur die Ostgrenze.

Das Pandschab steht durch seine doppelte Regenzeit ganz für sich. Auch seine Kulturen offenbaren die Zwitterstellung zwischen den Ländern mit subtropischer und denen mit tropischer Regenverteilung: die Regen des Februar und März dienen dem Reifen von Weizen und Gerste, die Fülle der Sommerregen läßt dann Mais und Reis ernten. Bei jeder der beiden Regenzeiten verjüngt sich die Flur durch Wiedersprossen des Grases, durch Baumausschlag. Der entsetzlichen Gluthitze der zwischenliegenden Trockenzeit widerstehen am besten die mit dem afrikanisch-arabischen Wüstengebiet gemeinsame gelbblühende, Gummi absondernde Babul-Akazie (*Acacia arabica*) und der indische Mangobaum, ebenso gepriesen wegen seiner herrlichen Früchte wie wegen des Schattens seiner dichtstehenden großen Blätter, die in der Dürre nicht minder frisch bleiben als das feine Fiederlaub der Babul-Akazie.

In engerem Rahmen nimmt eine reizvolle Sonderstellung ein der Hochlandabfall zur Südwest- und Südküste des kaspischen Meeres, die Gestadeländer Talysch, Gilan, Masanderan, wo die Winde vom größten aller Binnenseeen die Sommerdürre durch kräftige Ergüsse auf-

heben, das Klima überhaupt mild gestimmt und kein Monat regenlos ist. Somit entstand hier eine Wälderoase am Gehänge der trocknen Hochlande, gegenüber der turanischen Wüste. Den Ölbaum freilich vermissen wir in der prangenden Mannigfaltigkeit sommergrüner und immergrüner Bäume überwiegend mitteleuropäischer, doch auch schon indischer Verwandtschaft. Myrte und Lorbeer wächst dort in inniger Vereinigung mit dem Haselstrauch, deutschen Eichen und der immergrünen *Quercus castaneaefolia*, die den Namen trägt von ihrem großblättrigen, dem der Edelkastanie ähnelnden Laub, die Rotbuche schließt den Waldwuchs nach oben ab; die Nadelhölzer allein sind bis auf die Eibe unvertreten. Smilaxranken umstricken gar oft dieses Walddickicht, dem zumal die Baumlianen ein ganz tropisches Aussehen geben.

Wie anders die dahinter liegenden Hochflächen, denen eben die Randgebirge die Feuchtigkeit vorwegnehmen! Waldlos liegen sie da, nur an den Flüssen sieht man geselligen Baumwuchs, nur soweit man den Boden aus den Flüssen durch Kanäle berieseln kann wird er bestellt. Armenien, die höchste Massenerhebung Vorderasiens, besitzt bei seinen langen Wintern, die bis in den Mai auf den höheren Stufen der Schnee bewahren, alpenhafte Matten und zahlreiche Quellen; an den Wassersäumen pflanzt man Pyramidenpappeln, Weiden und Ulmen, auf dem Wiesengrün der Gärten die breitkronigen Aprikosen, von den Römern «armenische Pflaume» genannt, in raschem, dem Blattausschlag voraneilendem Blühen und Ansetzen der Frucht der knappbemessenen Frist, die Armenien zwischen Schneeschmelze und dürrer Sommerglut gewährt, recht entsprechend. Auf den Armenien um- und durchziehenden Gebirgen, sowie auf seinen Vulkankegeln treffen wir noch unsere Hainbuche, darüber die Rotbuche, am Araratgipfel bis zu 2550 *m* Zitterpappeln und Birken. Iran ist noch mehr mit Trockenheit geschlagen jenseit seines kurdistanischen Randgebirges, wo Steigungsregen sommergrüne Eichenwälder nähren. Die Rotbuche gedeiht hier nirgends, reichhaltig zeigt sich dagegen die Flora an dornigen, bis meterdicke Polster formenden Tragantsträuchern und in den abflußlosen Mulden an Salzpflanzen. Persien erzeugt mehrere durch ihre Gummiharze merkwürdige Umbelliferen, von denen *Ferula asa foetida*, mitunter ganz von Harzthränen bedeckt, das medizinisch wichtige Asandharz liefert. Afghanistans Artemisien und Labiaten zeichnen sich durch ätherische Öle aus, daß die sie verzehrenden Schafen und Ziegen davon fast aromatisch schmeckendes Fleisch bekommen. Feige und Granate sind alteinheimisch in Iran, der Pfirsichbaum wurde erst in der römischen Kaiserzeit von dort nach Italien verpflanzt und eben darum der persische Apfelbaum genannt.

Nach Afghanistan und Belutschistan dringen schon viele Gewächse der indischen Flora ein, denn das Trockenklima der Indusniederung steht dem iranischen nahe und der beiderseitige Landzusammenhang ist uralt. Das äußert sich gleichfalls in dem Herüberreichen von Baumarten des

Himalaja in den Waldgürtel des Hindukusch. Weiter westwärts vermochten sich diese Baumarten nicht auszubreiten, da die niedrigeren nordiranischen Randgebirge der Waldung ihrer Dürre wegen in der gegenwärtigen Erdperiode überhaupt entbehren. Die Überwanderung einiger anderer Baumformen aus der nordindischen und zentralasiatischen Gebirgswelt nach Westen geschah vermutlich in viel älterer Zeit; sie findet kein Analogon in einer solchen umgekehrt aus dem europäisch-nordafrikanischen Florenbereich nach Indien und trat uns namentlich in einigen Koniferen entgegen, am seltsamsten in der Verwandtschaft der Atlas- und Libanon-Zeder mit der Deodara-Zeder. Der Baumwacholder der Krim und des Kaukasus hat einen minder unterbrochenen Verbreitungsbezirk, denn er ist auch den armenisch-iranischen Gebirgen wie dem westlichen Himalaja eigen.

III. Turan und Innerasien.

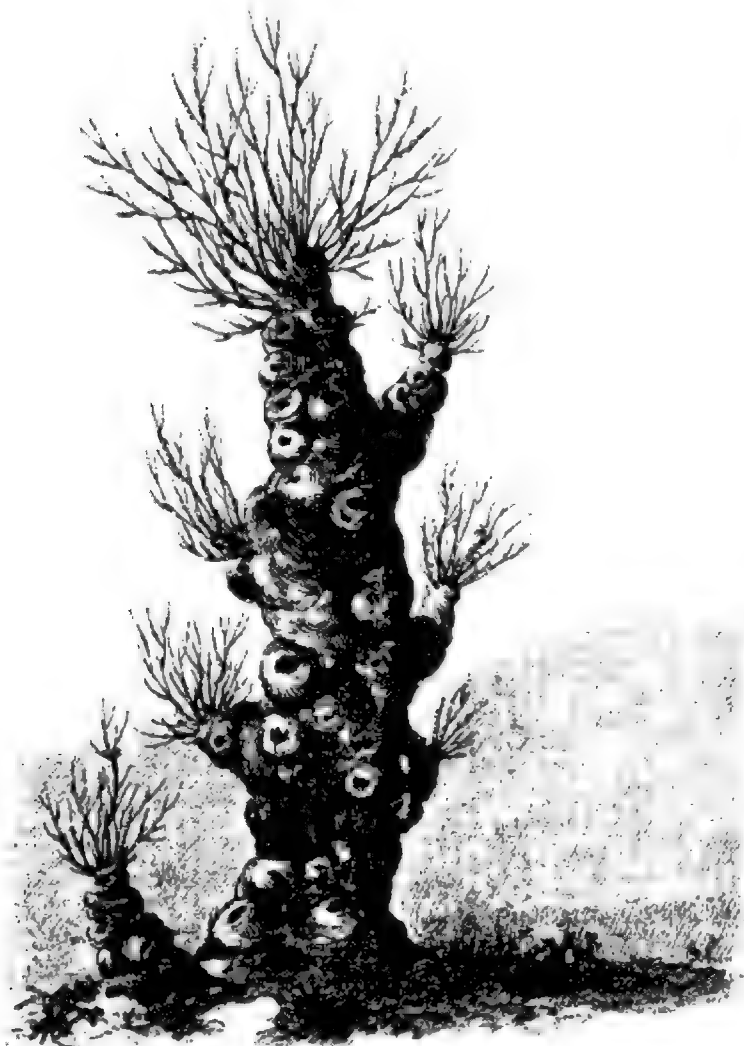
Vom Ostufer des kaspischen Meeres erstreckt sich dieser Steppen- und Wüstenraum bis an die Westgrenze Chinas, von Sibirien bis an die indischen Grenzgebirge, also vom Tiefland auf die höchsten Höhen. Die Trockenheit macht trotz der gewaltigen Abstufung das Klima der einzelnen Teile verwandt. Von den benachbarten Trockenlanden im Norden und Süden Turans ist die Flora gleichwohl in mancher Beziehung verschieden, ausgestattet mit einer Mehrzahl endemischer Formen. Vor dem Nordfuß des uralten Hochlandes von Tibet, über dem flacheren nördlichen Innerasien, dem «Hanhai» von Richthofens (Mongolei und Ostturkistan), stand noch zur Tertiärzeit das Meer, ebenso über der turanischen Niederung. Folglich gab es bis in die spätere Tertiärzeit keine Landverbrückung mit Europa. Dennoch ist die Flora viel mehr mit der europäisch-nordasiatischen als mit der ostasiatischen oder gar der indischen verwandt. Das wird weniger auf späterer Zuwanderung beruhen als auf dem Gemeinbesitz einer Menge von Pflanzenarten, die beim Kühlerwerden des Klimas während der jüngeren Phasen der Erdentwicklung gleichartigen oder ähnlichen Veränderungen unterlagen oder aber jenem Umschwung gegenüber sich widerstandsfähig erwiesen. Viel Wärme und viel Niederschlag verlangende Gewächse wie die Palmen und Bambusen des Mosungürtels fanden in diesen Landen mit eisigen Wintern und äußerst geringem Niederschlag natürlich keine Stätte.

Strichweise ist das ungeheuere Gebiet so pflanzenarm wie die Sahara; wo sich nach der Schneeschmelze der Boden mit Steppengrün überzieht, schmückt er sich mit mannigfaltigen, gesellig auftretenden Blütenpflanzen, unter denen das bunte Heer des südwestasiatischen Astragalusgeschlechtes keineswegs ganz fehlt; wirkliche Waldung aber wächst doch nur auf den Gebirgen, wo Steigungsregen den Boden befruchten. Gewaltige Stürme tragen die Gesäme weit über Blachfeld und scheidende Gebirge, zumal die kleinen Samen der Gräser und Kreuzblütler, die darum sehr weit verbreitet sind. Das häufige Lichtgelb der Blumen

bezieht sich wohl wie in der Sahara auf die trockne Hitze des Sommers, nicht, wie Prschewalki meinte, auf die braungelbe (bisweilen hier doch mehr rötliche) Lößfarbe. Harte Gräser, Zwiebelpflanzen, salzholde Gewächse, wie Tamarisken, Artemisien und Chenopodiazeen, Dornsträucher erscheinen wiederum als treffliche Anpassungen an die langdauernde Dürre.

Unter den Gräsern ist am meisten typisch das drahtharte Dyrisun (*Lasiagrostis splendens*); es wächst in mannshohen, grünlich grauen Büscheln mit bräunlichen Blütenfahnen, dient trotz seiner Härte als gutes Viehfutter und wird von den Chinesen zu Matten und Hüten verflochten. Von Zwiebelpflanzen sind auffallend häufig und mehrfach endemisch Allium-Arten (nach Laucharten, die beim Zertreten den Boden schlüpfrig machen, nannten ja die Chinesen die Hochlandmasse der Pamir das Gebirge der Tsung-ling, d. h. der Zwiebelpässe); doch auch Schwertlilien und Tulpen zeigen sich in den farbenprächtigen, rasch vergänglichen Blütenteppich des Lenzes eingestickt. Das allermerkwürdigste Gewächs aber gehört der Salsolazeengruppe der Chenopodienfamilie an: der Saxaul, der «Sak» der Mongolen (*Haloxylon ammodendron*), der unserer Kopfweide etwas ähnelt. Vom «roten Sand» zwischen Amu- und Sir-Darja bis in die Gobiwüste gedeiht dieser seltsame strauchartige Baum in Wüste wie Steppe bis zu doppelter Mannshöhe und mitunter in wirklichen Dickichten. Sein Holz ist brüchig, jedoch sehr hart und von großem Heizwert; die saftige Rinde beweist, wie tief die Wurzeln reichen, um unter dem völlig wasserlosen Sand das Grundwasser zu erreichen. Im Mai

Fig. 79.



Saxaul.

treibt der Saxaul kleine gelbe Blüten, Schatten indessen spendet er sogut wie keinen, denn seine langen grünen Zweige, von denen sich Kamele und Antilopen nähren, haben nur zu angedrückten Schüppchen verkümmerte Blätter. Ein anderer, nicht minder charakteristischer Salsolazeenstrauch ist der Sulkhir, der in zwei stachligen, kaum bis meterhohen Arten vorkommt (die eine in Turan und Ostturkistan, die andere in der Mongolei); auch der Sulkhir zieht reinen Sandboden vor, auf dem jedoch seine tief dringenden Wurzeln den flüchtigsten Regenschauer verwerten; seine Samen gewähren den Mongolen ein nahrhaftes Mehl.

Mit der Sahara sind einige Gattungen (z. B. *Reaumuria, Nitraria*) gemeinsam, aber in durchaus verschiedenen Arten vertreten. *Reaumuria songarica* begleitet dermaßen treu den Löß, daß sie als dessen «Leitpflanze» im inneren Asien betrachtet werden kann. Am weitesten ist durch den ganzen Raum von Tibet bis Turan verbreitet der Charmyk (*Nitraria Schoberi*); er gehört wie alle Nitrarien oder Salpetersträucher in die Familie der Jochblättler (*Zygophylleen*), bildet dichtes niedriges Gesträuch mit kleinen Blättchen und die Zweige im Frühling ganz bedeckenden weißen Blütchen, aus denen Beeren, gleich denen der schwarzen Johannisbeeren, werden; so salzig letztere schmecken, so werden sie doch von Mensch und Tier gierig verzehrt, ja die Bären kommen aus Tibet nach den an Charmyk besonders reichen Salzmorästen von Zaidam zur Herbstzeit nur dieser Beeren wegen. Dabei scheint die Pflanze ein uraltes Erbe der Vorzeit darzustellen, denn mit Überspringung der asiatischen Tropen tritt sie erst wieder in Australien auf.

Dagegen steht ein viel höherer und ebenso allgemein durch das turanisch-zentralasiatische Trockengebiet ausgebreiteter Strauch in kaum zertrenntem Zusammenhang seiner dortigen Standorte mit denen an deutschen Strömen und Küsten: der Sand- oder Kreuzdorn (*Hippophaë rhamnoides*); er wächst dort viel stattlicher als bei uns, zu fußdickem, baumhohem Geäst aus, denn er entspricht den dortigen Naturbedingungen recht gut mit seinem weitgreifenden Wurzelwerk, den linearen Schmalblättern, die durch den Oberflächenschutz kleiner Schüppchen wie grau bestäubt aussehen, und den kleinen gelben Blüten.

Die Flußufer sind von Baumarten deutscher Verwandtschaft umsäumt, darunter Pappel-Arten, die außerordentlich viel Salz vertragen, wie es in diesen abflußlosen Räumen überall den Boden durchsetzt; eine Pappelart am Tarim z. B. läßt geradezu das Salz weiß ausblühen, wenn man einen Zweig abbricht. Unser Feldrüster (*Ulmus campestris*) zeigt sich gleichfalls so salzfreundlich, daß er auch fern von fließendem Wasser in der südlichen Mongolei als Alleebaum, ja in ganzen Wäldchen vorkommt. Vollends aber erinnern die Gebirgswälder an unsere Heimat. Sie werden vorzugsweise von der Schrenk-Fichte (*Picea Schrenkiana*), einer nahen Verwandten der sibirischen und Kaukasusfichte zusammengesetzt; dazu gesellt sich unsere Kiefer, Zitterpappel,

Fig. 80.



Rhabarber.
(Links Fruchtstand, rechts einzelne Blüte.)

Weißbirke, Eberesche und unser Wacholder nebst seinen Gattungsgenossen, dem Sadebaum, *Juniperus sabina*, und der in Zentralasien noch häufigeren Art *J. pseudosabina*. Der Tianschan, dem mit den Torfmooren auch die Torfmoose samt den Heidel- und Preiselbeeren fehlen, zählt doch auf seinen Matten über den Koniferen dunkelblaue Gentianen und Edelweiß gleich den Alpen Mitteleuropas.

Erst in den feuchteren Gebirgswäldern der China zugekehrten Abdachung wächst die von Prschewalski dort in ihrer Heimat nachgewiesene, durch die Heilkraft ihrer Wurzel berühmte Rhabarberpflanze, *Rheum palmatum* genannt nach ihren prächtigen, großen handteiligen Blättern am Grund des mehr als Mannshöhe erreichenden Blütenschaftes; ihre rübenartigen Wurzeln können bis 13 *kg* schwer werden.

IV. Ostasien.

China, Korea und Japan teilen miteinander Winterkälte, herbeigeführt durch den Landmonsun, und tropenhafte Hitze samt Befeuchtung im Sommer, verursacht durch den Seemonsun. Es sind daher waldreiche Länder, soweit nicht die Bodenbestellung den Wald verdrängt hat wie besonders in China. Koreas Flora geht jetzt erst genauerer Durchforschung entgegen; sie scheint eine Mittelstellung einzunehmen zwischen derjenigen des nordostasiatischen Waldlandes und derjenigen von China und Japan. Die büschelnadlige Koreakiefer, die auch am Amur und im Kamtschatka gefunden wird, steht sogar der Weymouthskiefer recht nahe.

Wundervoll mannigfaltig mischen sich in Ostasien die uns vertrauten Baumformen der nordischen Waldung mit immergrünen Laubgewächsen subtropischer, ja tropischer Zubehör. Zumal auf den Gebirgen Japans tragen die höheren Lagen ein nahezu deutsches Waldkleid; zu unserer

Weißbirke und einer Niederform der Zirbelkiefer unserer Alpen gesellen sich Tannen, Kiefern, Eichen, Buchen, Eschen, Ulmen, Kastanien und Walnußbäume in einer Fülle uns fast durchaus fremder Arten; Adlerfarn und Preißelbeeren, Waldmeister und goldgelbes Labkraut nebst Goldrute schmücken ganz heimatlich den Waldboden, die Maiblume duftet so lieblich wie bei uns. Je weiter man hinabsteigt und je weiter man nach Süden kommt, um so mehr mischen sich fremdartige Gewächse und solche mit nicht periodischem Laubfall hinzu. Generisch ist da manche Gemeinschaft mit der Mittelmeerflora zu bemerken, doch als völlig speziesgleich erscheint wohl nur der Buxbaum; an Sommerdürre gewiesene Arten wie *Olea europaea* sind selbstverständlich ausgeschlossen. Aber echte Laurazeen und immergrüne Eichen mit ganzrandigem Lorbeerblatt treten in Menge auf; ist auch Südchina erst die rechte Heimat der blütenreichen immergrünen Laubhölzer, so dringt doch die dauernd belaubte *Quercus chinensis* bis in die Gegend von Peking vor, trotz der grimmig kalten Winter. Die Magnolien, diese schöne Gruppe teils sommer-, teils immergrüner Baumarten mit großen Blumen, ziehen sich von Yezo durch Japan und China. Der Familie der Ternströmiazeen gehören an der Theestrauch (in Japan, Südchina, Assam) und die Kamellien, von denen *Camellia japonica* im südlichen Japan 10 *m* hoch wird. Die hochwüchsige Fächerpalme (*Chamaerops excelsa*) geht nordwärts bis an die Bucht von Tokyo und wächst noch in den Küstenländern Mittelchinas zusammen mit Hopfen und Himbeeren. Namentlich sind es aber die herrlichen Baumgräser, die hohen Bambusen, die bis nach Nordjapan die Landschaft mit ihren schlanken Federbuschbeständen tropenartig schmükken wie nirgends wieder auf Erden in solcher Nördlichkeit, weil sie für den kühlen Winter sich entschädigt fühlen durch den beinahe tropischen Sommer. Loranthus-Schmarotzer sowie epiphytische Orchideen sieht man noch in Japan auf den Baumästen, indessen noch tropischer nimmt sich das ostasiatische Dickicht durch echte Lianen, also holzige Schlingpflanzen aus. Neben unserem Epheu und

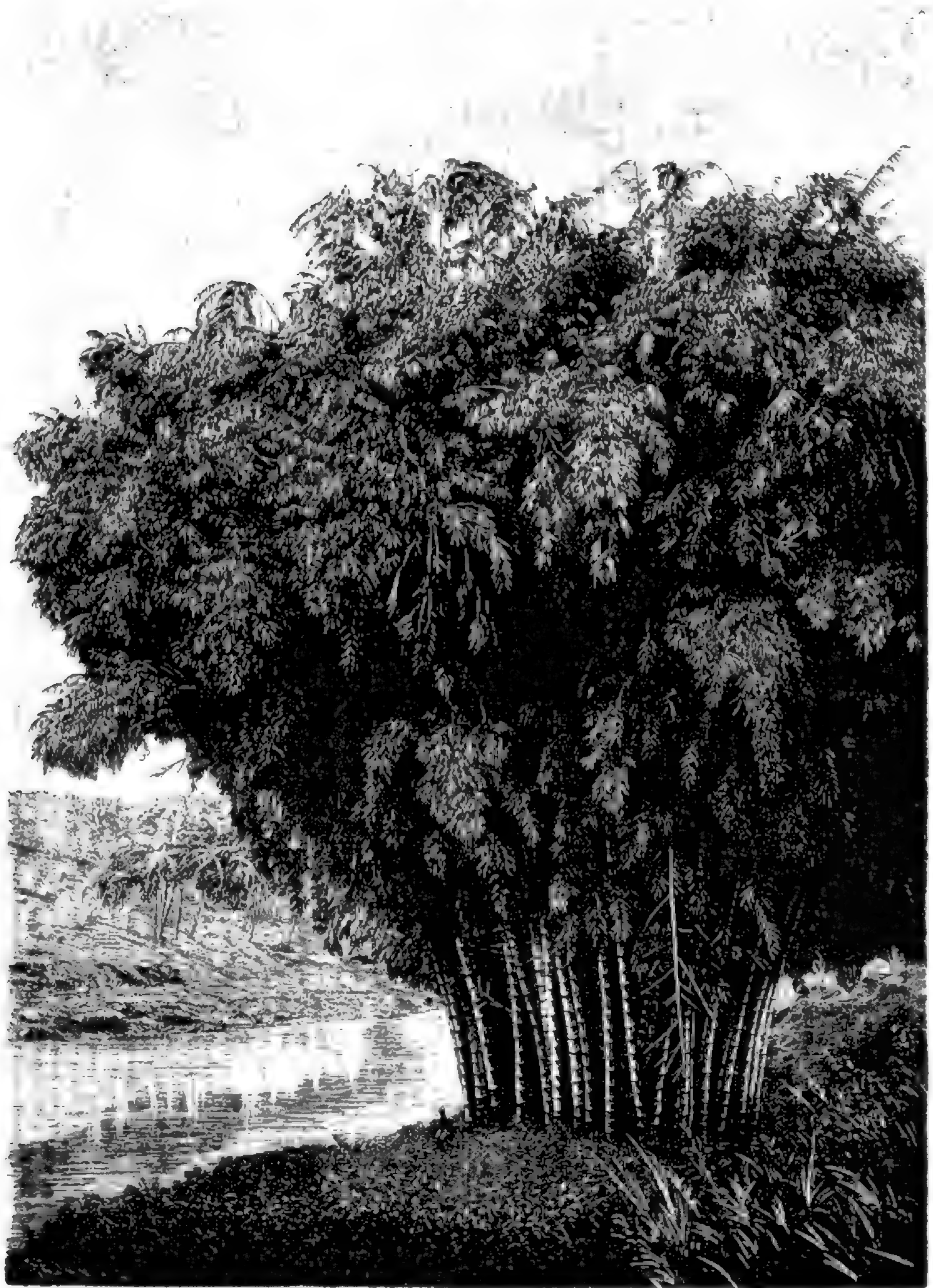
Fig. 81.



Chinesischer Theestrauch *(Thea chinensis)*, verkleinert.

ähnlichen bloß kletternden Gewächsen giebt es solche Schlinger z. B. aus den für Ostasien so bezeichnenden Familien der Magnoliazeen und

Fig. 82.



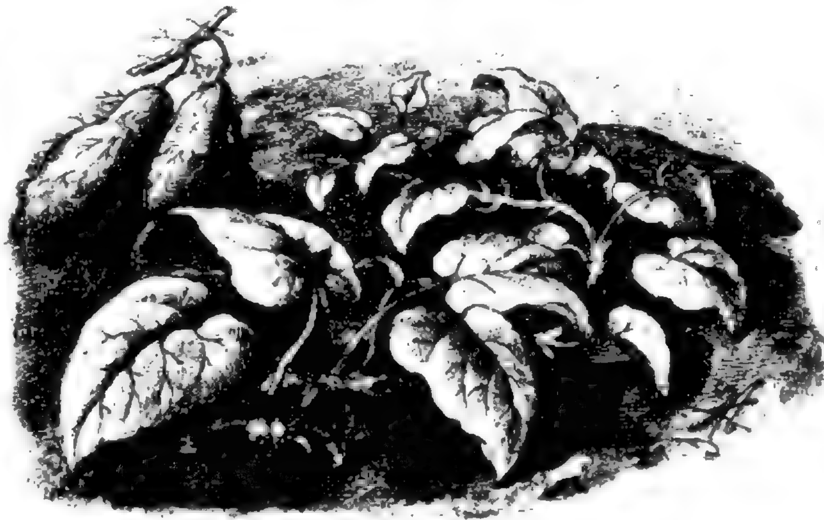
Ein Bambusbestand. (Nach einer Photographie.)

Ternströmiazeen; der Eisenschlinger verstrickt mit seinen elastischen, nur fingerdicken Stämmen die von ihm befallenen Bäume oder

Gesträuche so zähe, daß ihn der Japaner als Tauwerk benutzt. Im südlichsten, schon innerhalb des Wendekreises gelegenen China gewahrt man die nämlichen Palmlianen oder Rotangs wie auf dem indischen Abhang des Himalaja.

Naturgemäß reichen die Areale gar mancher ostasiatischer Pflanzen auf die höheren Stufen des östlichen Himalaja hinüber, auch wenn sie nicht den Fuß des Hochgebirges südwärts überschreiten, denn dort finden sie ähnliche Temperatuenr und den nämlichen Monsunwechsel wie in China oder Japan. So verbreitet sich die Ginseng-Araliazee, wegen ihrer mohrrübenähnlichen Wurzel von den Chinesen als Panazee so hoch geschätzt, die wir schon in der Mandschurei antrafen (S. 150), durch Korea und China bis Nepal. Doch auch sonst beobachtet man vielfache Grenzverwischungen zwischen dem ostasiatischen und dem indomalayischen Florenreich. Der Riese unter den dikotylischen Bäumen des japanischen und formosanischen Waldes, der Kampferlorbeer, überragt mit seinem eichenähnlichen Wuchs, seinem glänzend dunkelgrünen Laub auch noch die Dickichte Cochinchinas. Die zierliche Arekapalme wächst in Formosa sogut wie im Malayen-Archipel. Baumfarne reichen über den letzteren hinaus bis Formosa und auf die Insel Tschusan am Eingang in die Bai von Hangtschou. Der Anbau von Reis, Bataten, Baumwolle und Thee verbindet gleichfalls die beiden Floragebiete auf der gemeinsamen Grundlage des südostasiatischen Monsunklimas, während die Zucht der Raupen von Seidenspinnern auf dem Maulbeerbaum und einigen anderen Baumarten von jeher nur in Ostasien heimisch war.

Fig. 83.

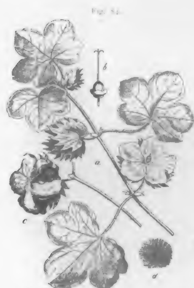


Batate.

Der insulare und der festländische Teil Ostasiens weisen zwar in Wesenszügen gleichartiges, doch im einzelnen vielfach verschiedenartiges Pflanzenleben auf. Die erhabenen, kerzengeraden Kryptomerien, die, an unsere Edeltannen erinnernd, die ernststimmenden Zugangsalleen zu den japanischen Tempeln zu bilden pflegen, sind ebenfalls in China zu Hause. Die erdgeschichtlich uralten Gestalten des Gingko mit breitem, am Oberrand zweilappigen Rautenblatt (den man jetzt als eigene Familie zwischen Koniferen und Zycadeen einschaltet), und der Koniferengattung

Podocarpus mit lorbeerähnlichem Blatt scheinen gegenwärtig allerdings in Japan nicht wie in China wild, sondern nur angebaut vorzukommen, indessen gerade auf japanischem Boden kann man sie bis zur Jurazeit zurückverfolgen. Noch im Miozänalter wuchs der Gingko auf Sachalin unter mitteldeutscher Breite. Sein Verschwinden von Sachalin, wahrscheinlich durch Kühlerwerden des Klimas, und aus Japan, jedenfalls nicht aus klimatischen Ursachen, gemahnt an das Schicksal der Inselfloren, in ihrem Artenschatz leicht Lücken zu bekommen, die sich nicht so leicht wie auf dem Festland von selbst ergänzen, dafür aber auch manches Geschlecht

Fig. 84.



Krautige Baumwollenstaude. a Blütenzweig, verkl., b Stempel, c aufgesprungene Kapselfrucht, verkl., d Same mit den ihn umgebenden Haaren, verkl.

Fig. 85.



Gingko biloba.
(Links weiblicher, rechts männlicher Zweig.)

zu bewahren, dem der härtere kontinentale Daseinskampf auf dem Festland den Untergang bereitet.

So hat die an 3000 Arten (mithin fast doppelt so viel als die britische zählende japanische Phanerogamenflora manches vor China voraus, z. B. den Lackbaum, auf dem die vorzügliche Lackindustrie Japans beruht, anderes fehlt ihr, was die chinesische besitzt. Die Thatsache, daß die Pflanzengattungen Japans durchschnittlich nur aus drei Arten sich zusammenfügen, beweist, wie viele Gewächse dort ausstarben, seit dieser ehemalige Festlandrand Ostasiens durch Landversenkung zur Inselguirlande

wurde. Das Merkwürdigste aber in dieser überraschenden Buntscheckigkeit, die, etwas ermäßigt, in China wiederkehrt, bleibt immer die Verwandtschaft mit der Flora Nordamerikas östlich vom Mississippi: mit ihr hat die ostasiatische 250 Arten in 65 Gattungen gemein! Das kann um so weniger durch zufällige Zuwanderung erklärt werden, als dort wie hier die gemeinsamen Formen zu ganzen Gesellschaften (Formationen) zusammenschließen und andere ganz vom Austausch ausgeschlossen geblieben sind, ohne doch minder wanderfähig zu sein. Nur so deutet sich das Rätsel befriedigend, wenn man annimmt, daß aus der noch unter tropischem Klima gediehenen überaus mannigfaltigen und doch durch die verschiedensten Längengrade sehr gleichartig ausgebreiteten Tertiärflora in Ostasien wie im östlichen Nordamerika ein größerer Rest überlebte als anderwärts in der gemäßigten Zone, verschont von eiszeitlicher Vernichtung.

Daher der erkleckliche Reichtum der Flora zumal in Ostasien, wo harte Winter für winterharte Neulinge den Boden von älteren Weichlingen frei machten, der dem Tertiärklima verwandtere Sommer anderseits solche Gewächse weiterpflegte, die eben bloß an die Sommerzeit höhere Wärmeansprüche stellen, deshalb sonst nur in niederen Breiten auftreten. Daher vermutlich auch die tertiär-tropische Massenhaftigkeit der Holzgewächse gegenüber den krautigen, durch die sich das ostasiatische Reich vor allen anderen außertropischen der nördlichen Erdhälfte hervorthut.

V. Indien und der malayisch-papuanische Archipel.

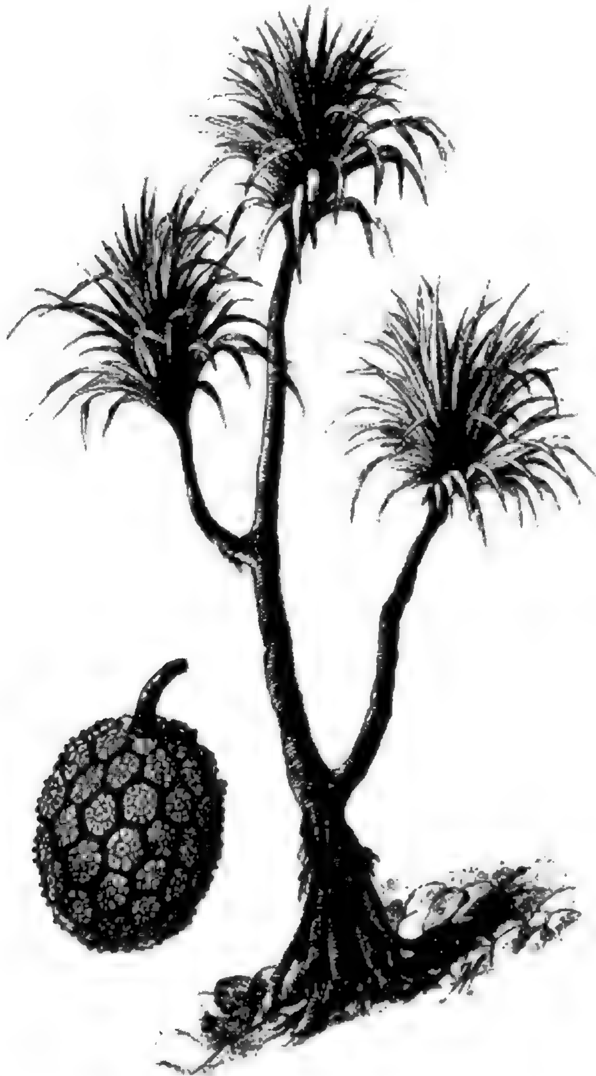
Abseits der steppendürren Indusniederung und der Tharrwüste herrscht durch diesen ganzen Raum bis nach Neu-Kaledonien tropisch heißfeuchtes Monsunklima. Deshalb wucherte hier fast überall vor dem Eingreifen des Menschen tropischer Urwald («Dschangel»), lichterer Wald oder bloß mit zerstreutem Holzwuchs durchsetzte hochhalmige Grasflur («Savane») nur in weniger benetzten Teilen wie auf den Hochflächen Dekans, denen die Randgebirge der Ghats die Feuchtigkeit der Seewinde verkümmern, oder in Timor, etwas auch noch in Ostjava, wo während des südhemisphärischen Winters die Luft trocken von Australien herüberweht.

Unter so günstigen Bedingungen hat sich hier seit frühen Erdaltern Schatz auf Schatz in ununterbrochener Entwicklung gehäuft. Man veranschlagt das Pflanzengut auf 20.000 Arten, daß kaum die amerikanischen Tropenlande reicher sein dürften. Sogut wie sämtliche Familien des Gewächsreiches sind vertreten und zwar keine in so einseitig überwiegender Artenzahl wie z. B. bei uns die Kompositen; die artenreichsten Familien, Leguminosen und Orchideen, nehmen doch nur zu etwa 7% an der Gesamtflora teil.

Im vollen Gegensatz zu der einförmigen Zusammensetzung der nordischen Waldung ähnelt der tropische Wald dieses Südostlandes der Ostfeste samt seinem Inselgefolge einem mit verwirrendem Allerlei über-

füllten Treibhaus, besonders da, wo gegen den Äquator hin die Wärme recht gleichmäßig ist und der Regen nie lange aussetzt, folglich in Hinterindien mehr als in Vorderindien, am meisten aber im Archipel. Gesellig, unter Ausschluß anderer Vegetation, wachsen fast allein die Bambusen; sie verwerten den Regen zu hastigem Aufschießen und können dann eine längere Trockenheit überstehen, kommen daher in der Savane wie im dichten Wald vor. Der zum Schiffsbau so wertvolle Teakbaum *(Tectona grandis)* mit säulengeradem Stamm paßt wieder dadurch in den Wechsel von Regen- und Trockenzeit, daß er während der letzteren seine nicht sehr dicht stehenden, aber mächtig langen und fußbreiten eiförmigen Blätter abwirft. Die meisten Holzgewächse sind aber immergrün, ausnahmslos natürlich die Palmen, deren es hier 600 Arten giebt, und ihre reizenden, niedrigeren Ebenbilder aus der Kryptogamenwelt, die Baumfarne, ebenfalls die monokotylen Pandangs, die hervorstechen durch ihre sparrige Verästelung und den dichten Schopf schilfiger Langblätter an den Astspitzen.

Fig. 86.



Pandang *(Pandanus odoratissima)*, links die Frucht.

Die Vielgestaltigkeit der bunt zusammengewürfelten Strauch- und Baumarten füllt die Wälder mit massenhaftem Unterholz, hohem wie niedrigem, daß bis zu den Wipfeln der höheren Baumgestalten kein leerer Raum bleibt; die Höhe letzterer ist wiederum so ungleich, daß die Wipfelreihen fast nie in wagerechter Linie abschneiden, dabei beträgt jene doch nur selten bis gegen 30 *m*. Der König der indisch-malayischen Waldung freilich, der den Platanen nicht unverwandte Rasamala (*Liquidambar Altingiana*), erhebt schon seinen hellgrauen Säulenschaft unverästelt zu dieser Höhe, um sich dann fast noch einmal so hoch eichenähnlich zu verzweigen. Selbst jedoch wo Rasamalawipfel einen Wald über dem Wald bilden, dunkelt es unter dem Laubdach nicht mehr als etwa in einem deutschen Buchenhochwald, weil die Blätter meist nicht sonderlich dicht am Zweige stehen und gern sich schräg

stellen, um nicht ihre Spreite der Sonnenglut auszusetzen, mithin viel Licht durchlassen. Trotzdem ist der Kampf um Raum und Licht unverkennbar; ihm schreibt man die Neigung so vieler Gewächse zum Klettern, zum Umschlingen der Nachbarn, zum epiphytischen Leben zu. Einzig zahlreich ist hier die Form der Rotangschlinger vertreten; auf sie entfällt ungefähr die Hälfte aller der 600 Palmen, und mancher Rotang schlingt sich an die 100 *m* weit von Baum zu Baum, ein festes Schutzgehege für den Schlupfwinkel des Tigers. Ficus-Arten umklammern als «Mörderlianen» mit ringförmigen Haftwurzeln die Stämme und halten diese bisweilen dann im abgestorbenen Zustand noch stückweise in ihren Fesseln. Doch bei weitem nicht alle Aufwachser (Epiphyten) entziehen als Schmarotzer ihrer Wohnpflanze den Lebenssaft; die meisten sogar sind so unschädlich wie die doch auch epiphytischen Moose und Flechten an der Rinde unserer Bäume. Die grellfarbig blühenden Loranthus allerdings saugen ihren Nährsaft aus dem befallenen Stamm, so wie es bei uns die Mistel thut. Aber eine üppige Fülle von Farnkräutern, prächtigen Orchideen u. s. f. haust nur wie die Vogelscharen im Geäst, äußerlich demselben anhaftend, vom anfliegenden Staub oder Moderstoffen der Baumrinde sich nährend, gierig den herabrinnenden Regen aufschlürfend. Selbst die Blattflächen von Baum und Strauch sind oft von einem feinen Netzwerk kleiner Moose wie überschleiert, von Pilzen und einzelligen Algen bewohnt. So strotzt das Leben des Tropenwaldes in zahllosem Auf- und Übereinander mannigfachster Pflanzenformen auf einer Bodenfläche, die im deutschen Wald vielleicht eine einzige Eiche und ein paar Waldblumen in ihrem Schatten trägt.

An den Flachküsten reicht der einförmige Bestand der Mangroven (S. 115) mit kurzem Stamm und glänzendem Lorbeerlaub soweit als die Flut; auf ihren Luftwurzelgestellen überragen sie zur Ebbezeit den Morast, bei Flut scheinen sie auf dem Meeresspiegel zu schweben. Binnenwärts schließt sich dem Mangrovensaum mitunter ein Gürtel von Nipapalmen an, die auf kaum erkennbarem Zwergstamm ihre gewaltige Laubrosette ihrer Federblätter bis zu 10 *m* Länge ausbreiten. Der Küste vornehmlich gehört auch die schlanke Kokos (S. 110) an, die von ihrer amerikanischen Heimat durch die Meeresströme an alle tropischen Gestade vertragen wurde; namentlich an Ceylons Küste pflegt man die vielbenutzte Palme in unabsehbaren Hainen. Weit und breit baut man die hier heimische Areka- oder Betelpalme an, zumal im Malayen-Archipel, wo das Volk auf das Kauen ihrer Frucht, der Betelnuß, versessen ist. Die dickstämmige Palmyrapalme (*Borassus flabelliformis* nach ihrem Schopf riesiger Fächerblätter genannt) liefert in ihrer kopfgroßen Frucht Nahrung und durch Anzapfen der noch unerschlossenen Scheide der weiblichen Blüten Palmwein (Toddy); sie verträgt Trockenheit, fehlt im feuchteren Gangesgebiet, bewohnt sonst den Westen und Süden vom Hochland Dekan, findet sich auch noch auf Timor. Hingegen sind die Sagopalmen umgekehrt auf den Osten, die Sunda-Inseln und Molukken, beschränkt.

Letztere waren ursprünglich die einzige Stätte des nicht zu Mannshöhe aufwachsenden Nelkenbaums wie des weit größeren Muskatnußbaums. Der Zimtbaum, eine Laurinee, wächst noch in Ceylon wild. Überhaupt verdanken wir diesem Florareich die meisten Gewürze, so den rankenden Pfeffer und aus der Gruppe der Gewürzschilfe Ingwer und Kardamome. Die den Gewürzschilfen im System zugesellte vornehmste tropische Fruchtspenderin, die Bananenstaude, kam gleichfalls hier seit alters vor, ebenso Zuckerrohr, Reis und Baumwolle. Ferner haben Zitronen und Orangen ihr Vaterland auf dem indischen Festland und im südlichsten China; der gewiß erst vom seefahrenden Menschen auf die Südseeinseln gebrachte Brotfruchtbaum ist ein Kind des Waldes der Sunda-Inseln. Der Kampferbaum Borneos endlich *(Dryobalanops Camphora)*, der genau die nämliche Droge darbietet wie der schöne Kampferlorbeer, gehört in die Familie der Dipterokarpeen, deren hundert Arten fast ausnahmslos indomalayisch sind.

Schon bei einigen dieser Nutzgewächse hatten wir die Thatsache zu berühren, daß bei aller typischen Ähnlichkeit die Vegetation dieses umfassenden Gebietes doch bestimmt gegliedert erscheint. Eine Welt für sich bildet der Himalaja mit seiner reichen Abstufung vom tropischen Dickicht mit Palmen und Bambusen zu den mittleren Höhen mit dem subtropischen Immergrün von Eiche und Ölbaum (ein ganz naher Verwandter von *Olea europaea* gedeiht hier) bis zu den nordischen Formen von Birken und Nadelhölzern, zuletzt Rhododendren und Alpenkräutern an der Schneegrenze. Palmen sind selbst auf der untersten Gebirgsstufe außer Rotangs schwach vertreten, sie nehmen in diesem Florareich überhaupt erst gen Südost an Artenzahl zu, namentlich im Archipel. An der Schwelle des pflanzenöden Zentralasien, der machtvollen Schranke zwischen Ostasien und Westasien-Europa belegen, verknüpft der Himalaja diese letzteren Florareiche wie kein anderes Gebirge, indem er den beiderseitigen Gewächsen höherer Breiten auf seinen kühleren Höhen Verbreitungsstraßen aufthut; seine Flora selbst scheidet sich in eine nordwestliche und eine südöstliche: nur jener gehört die Deodara-Zeder an, nur dieser die Kautschukfeige (*Ficus elastica*). Schon in der Gangesniederung begegnet der heilige Baum der Buddhisten, die Banyane *(Ficus religiosa)*, die mit ihren senkrecht aus den Seitenästen in den Boden wachsenden Luftwurzeln tempelhallengleich sich allseitig wohl weiter ausbreitet als irgend ein anderer Baum; auf den Gewässern schwimmt die gleichfalls den Buddhisten heilige Lotosblume. Aber erst südwärts des Ganges, besonders in Dekan, dann in Hinterindien und auf den Jnseln folgen die Teakwälder. Sehr auffallen muß das Fehlen des Eichen- und Kiefergeschlechts in Vorderindien außerhalb des Himalaja, da beide auf diesem Hochgebirge reich vertreten sind und sich durch Hinterindien auf den Archipel fortsetzen. Die Eiche geht in immergrünen Arten mit ganzrandigen Blättern der Lorbeerform bis Java, die Kiefer bis nach Sumatra und den Philippinen, jedoch (wie auch in Afrika und Amerika) nicht über den

Gleicher. Die uns bereits von Ostasien bekannte Podocarpusgattung dringt hingegen bis in den fernsten Süden; sie steht auf hoher Wacht an den Gehängen der Vulkane Javas wie auf den Gebirgen Sumatras oberhalb der Eichenregion; ihre Arten ziehen hier das breitere, gar nicht an deutsche Koniferen erinnernde lorbeerähnliche Blatt teilweise zur Schmalheit desjenigen der Olive, ja endlich zur Nadelform zusammen. Die Kasuarinenbäume ihrerseits ahmen den Koniferen die Nadelblättrigkeit gleichsam nach, sodaß sie mitunter wie Lärchen aussehen, z. B. auf Neu-Guinea, oder lassen ihre Blätter zu anliegenden Schüppchen verkümmern. Auf diese Weise sind die Kasuarinen für das Ertragen trocknen Klimas gut geeignet, mit australischen identische Arten finden sich auch samt australischen Eukalypten z. B. auf Timor. Darum brauchen die Kasuarinen indessen noch keineswegs als Einwanderer aus Australien betrachtet zu werden; vielmehr sind sie in Hinterindien, auf den Sunda- und Papua-Inseln wohl ein ebenso altes Erbstück der Flora wie auf australischem Festlandboden, auf dem sich beim allmählichen Trocknerwerden des Klimas nach Ausgang der Tertiärzeit natürlich nur die gegen Dürre widerstandsfähigsten, so die schuppenblättrige *Casuarina equisetifolia*, zu behaupten vermochten. Wie gut Kasuarinen, obwohl sie anscheinend trockne Standorte lieben, dennoch Feuchtigkeit vertragen, das zeigt ihr Dasein in Arracan, Tenasserim, auf den Gebirgen der Sunda-Inseln und im regenreichen Neu-Guinea, dessen Flora der von Borneo sehr ähnelt. In Ostjava stellen sich Kasuarinen gern in der Savanenformation ein, wie solche dort hauptsächlich von dem hohen, dichten Alanggras gebildet wird und sich oft auf verwüstetem früheren Waldboden erzeugt. Im Gegensatz zu den weitergedehnten Verbreitungsbezirken der festländisch indischen Pflanzen stehen diejenigen der Inseln; hier herrscht ein großer Endemismus, der nicht bloß so weit von einander entlegene Räume wie Ceylon und die Philippinen floristisch scharf trennt, sondern selbst so unmittelbare Nachbarn wie Sumatra und Java. Fast die Hälfte der sumatranischen Gewächse vermißt man auf Java, dafür fehlt Sumatra u. a. der Rasamalawald.

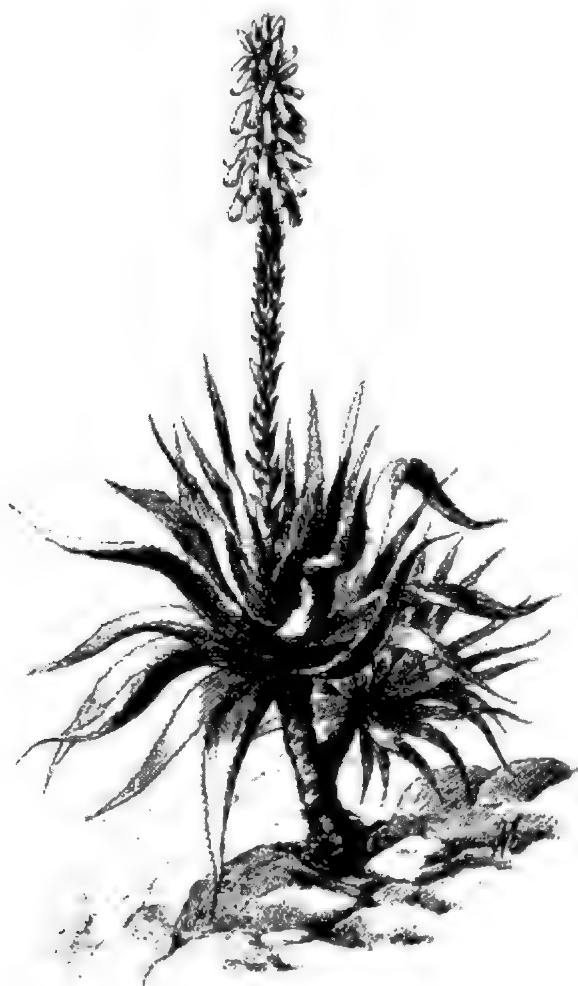
VI. Tropisches Afrika.

Jenseit der Sahara beginnt mit dem Sudan der afrikanische Raum des Tropenklimas; er reicht an der Westseite kaum über die Kunenemündung, schließt die Buschsteppe der Kalachari aus, dehnt sich aber an der Ostseite noch über Natal aus. Die Regen, die im Jahreskreislauf stets beim Hochstand der Sonne am stärksten fallen, sind fast überall von längeren Trockenzeiten unterbrochen. Dem entspricht das starke Vorwalten von Grasarten, feinblättrigen Akazien, Dorngewächsen und die Umbildung der Euphorbiazeen zu saftstrotzenden kaktusähnlichen Formen, die mit dicker Oberhaut und dornig verkümmerten Blättern der Trockenheit ähnlich gut Widerstand leisten wie die Aloes, die mit ihrem saftreichen Büschel langer Schmalblätter auf niederem Stamm,

aus deren Mitte ein hoher Blütenschaft emporwächst, aussehen als wären sie auf einen Baumstamm aufgepfropfte amerikanische Agaven.

Die Landschaftsform der hochgrasigen Savane, aus der die Giraffe bisweilen nur mit dem Kopf hervorschaut, ist am weitesten verbreitet; zerstreuter Strauch- und Baumwuchs fehlt ihr nie, ja oft mischen sich so zahlreich Bäume ein, daß man von Parklandschaft redet. Hochstämmige dichte Waldung ist mehr den besser benetzten atlantischen Flußgebieten eigen, sonst überwiegend eingeschränkt auf feuchtere Gebirgsabhänge und auf Flußufer. Die Flußuferwälder durchziehen schlangenartig die Savanen, verraten durch Blattfülle und Blattgröße die dauernde Feuchtigkeit des Thalgrunds und bleiben grün, wenn die Grasflur um sie her in trockner Glut vergilbt. Auf ihre eigentümlich laubenartige Wuchsform wandte zuerst der Italiener Piaggia den Ausdruck Galleriewald an, der dann durch Schweinfurth in allgemeinen Gebrauch kam. Ursprünglich galt jener Ausdruck dem Zusammenwölben der Laubkronen beider Uferseiten in der Höhe über dem Flußspiegel, sodaß schmalere Gewässer wie in einem langen Laubengang hinfließen. Indessen erinnert der Galleriewald an die Laubenform auch bei größerer Breite des hindurchziehenden Flußes dadurch, daß sein dichtes Laubdach ziemlich gleich hoch auf den Stämmen gleichwie auf Säulenschäften ruht, gerade wenn die Uferböschungen steiler ansteigen, denn in diesem Fall bleiben die höher stehenden Baumreihen von niedrigerem Wuchs, erheben folglich ihre Kronen nicht über die dem Flußufer näheren, weil sie vom Sickerwasser des Flußes weniger getränkt werden.

Fig. 87.



Aloe socotrina.

Abseits solcher Wälderdickichte ist die Tropenflora Afrikas ärmer als die aller übrigen Teile des tropischen Gürtels, am ärmsten in der

Savane bei deren steppenhaft geselligem Pflanzenwuchs; besonders geringzählig erscheint sowohl im Wald wie in der Savane die Familie der Palmen, auch die gleich den Palmen einer stärkeren Wasserzufuhr bedürftigen Bambusen treten zurück. Von eigenartigen Bäumen ragt vornehmlich der Baobab oder Affenbrotbaum hervor (*Adansonia digitata* genannt nach seinen 5—7 fach gefingerten Blättern). Er ist durch unseren ganzen Raum verbreitet, nur in Natal fehlt er. Er bevorzugt trockenen Standort und übersteht gut die Trockenzeit, da er während derselben sein Laub verliert gleich der viel dichter belaubten Schattenspenderin, der Sykomore; dann gewahrt man am deutlichsten die unserer Eiche ähnelnde Verästelung der breiten Krone, die auf dem gewaltig dicken, verhältnis-

Fig. 88.



Euphorbien und Affenbrotbaum. Gegend von Ambriz. (Nach Monteiro.)

mäßig kurzen Stamm eine Bodenfläche von bisweilen mehr als 200 Schritt im Umfang überdacht, und aus der an langen Stielen die beutelförmigen Früchte niederhängen. Von der Gambiamündung verbreitet sich längs der Ober- und Niederguineaküste bis etwa zum 10. südlichen Parallelkreis die fiederblättrige Ölpalme (*Elaeis guineensis*); sie ist durch den Ölgehalt ihrer fleischigen Früchte die nützlichste aller afrikanischen Palmen, geht jedoch über den unteren Niger und Benue nicht tiefer ins Innere und kaum über das Kongogebiet hinaus, nämlich bis an die Ostküste des Tanganyika- und die Westküste des nördlichen Nyassasees. Von den im afrikanischen Tropenwald ansehnlich vertretenen Sterkuliazeen und Rubiazeen sind jene wichtig durch den Kolanußbaum (*Sterculia acuminata*), diese durch die Gattung der Kaffeebäume. Die Kolanuß

wächst nur unfern der atlantischen Gestade, bildet aber einen wertvollen Handelsgegenstand weithin durch den Sudan, weil sie wegen ihres Gehaltes an Kaffee- und Kakaostoff als nervenanregend und zugleich nahrhaft gern von den Eingebornen gekaut wird. Durch glänzende, immergrüne Belaubung ähneln diesem Fruchtbaum die Kaffeebaumarten, die in ihren roten Kirschenfrüchten je zwei Kaffeebohnen bergen: die höherwüchsige *Coffea liberica* des Westens, die auch in den Waldungen des Kamerungebirges wild wuchert, und die kleinere *Coffea arabica*, die aus ihrer ostafrikanischen Heimat (Abessinien und dessen südlichen Nachbarländern) erst gegen Ausgang des Mittelalters nach Jemen verpflanzt wurde. Strom- wie Binnenseeufer werden von Papyrushorsten umsäumt vom Nil bis nach Senegambien und der Loangoküste; erreicht auch diese Zyperazee von palmenhaftem Wuchs mit dem dichten Grasblätterschopf auf ihrem dreikantigen, bis 4 *m* hoch und armdick auswachsenden Stengel hier ihre üppigste Entwicklung, so giebt doch ihr Restvorkommen in Sizilien und am ersten der beiden Durchflußseeen des Jordan ihre einst viel weitere Verbreitung noch heute zu erkennen. Dagegen ist ihr öfterer Begleiter, der Ambatsch (*Herminiera elaphroxylon*), echt tropisch-afrikanisch: eine Laguminose mit saftreichem Fiederblatt, treibt dies Gewächs seinen korkweichen Schaft zur Zeit der Überschwemmung der Flußufer in eiliger Hast bis 5 *m* über den Wasserspiegel, um nach dem Rückzug des Wassers bis auf die Wurzel abzusterben.

Fig. 89.



Elefantenohr (*Platycerium Elephantotis*).

Mancher Zug ist dem afrikanischen und asiatischen Tropenwald gemeinsam. Eintonige Mangrovenhaine überziehen bei Kamerun oder wo sonst die seichte Küste in breiteren Flächen zur Ebbezeit als Meeressumpf erscheint, den amphibischen Boden. Die Kokospalme amerikanischer Herkunft gedeiht auch hier in dichten Beständen meist allein in Kustennähe. Im Binnenwald fehlen nicht die Lianen (unter ihnen die den afrikanischen Kautschuk liefernden milchenden Landolphien), auch nicht die Mörderliane aus dem

Feigengeschlecht. Neben Schmarotzerpflanzen, z. B. grellrot blühenden Loranthen, schmücken unschädliche Epiphyten das Geäst: Orchideen, wie graue Schleier aus den Wipfeln niederhängende Bartflechten und mannigfache Farnkräuter, so das merkwürdige Elefantenohr, dessen beide unfruchtbare Wedel wie zwei Ohrlappen des Elefanten im Astwinkel sitzen, während die beiden mit Sporangien besetzten Wedel wie Riesenzungen herabhängen.

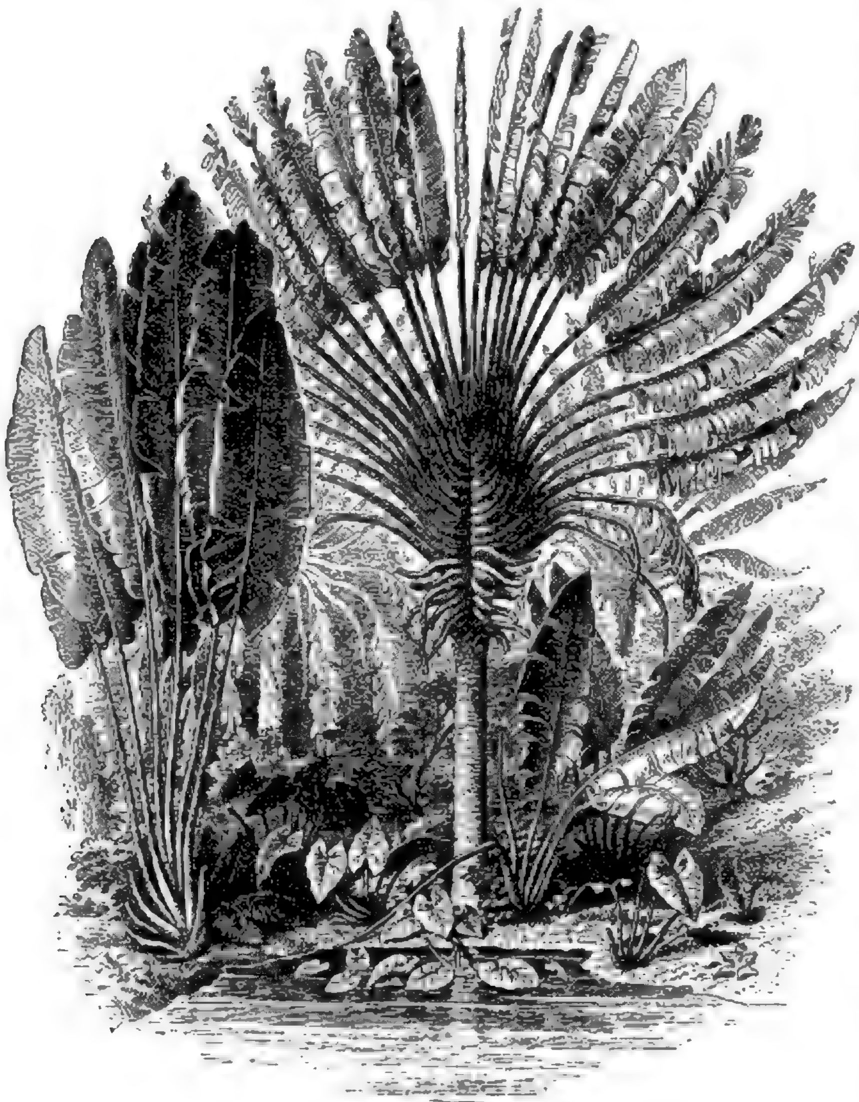
Erdgeschichtlich erscheinen am wichtigsten die Beziehungen, die namentlich Engler neuerdings aufgedeckt hat zwischen dem tropischen Afrika einerseits und Indien, teilweise auch den Umgebungslanden des östlichen Mittelmeerbeckens anderseits, denn an Stelle des letzteren reichte noch in der Pliozänperiode eine Landbrücke von Afrika bis zur heutigen Balkanhalbinsel. Die Verwandtschaftsbeziehungen zu Vorderindien weisen auf die Kreide- oder frühere Tertiärzeit, als der Grabeneinbruch des roten Meeres noch nicht trennte und gleichfalls die Wüstendürre von Arabien bis zum Pandschab den Pflanzenaustausch noch nicht wie jetzt hemmte. Bezeichnender Weise spielt die Flora des erst im Verlauf des Tertiäralters aufgefalteten Himalaja in diesem Austausch keine Rolle; selbst die Hochgebirge Ostafrikas haben nicht den geringsten Anteil an den Birken-, Buchen-, Eichen- und Tannenarten, auch nicht an den Alpenrosen des Himalaja, so gewiß ihre höheren Stufen klimatisch das ermöglichen würden. Von Koniferen dringt außer Podokarpen nur der auch durch Asien so zerstückt verbreitete Baumwacholder (*Juniperus procera*) ins afrikanische Innere ein, indessen ausschließlich auf die ostafrikanischen Höhen: nach Abessinien und den erloschenen Riesenvulkanen der Äquatorialgegend. Gerade dem abessinischen Hochland nebst dem Somalland fehlt diejenige Palme, die sonst am hervorstechendsten den uralten Zusammenhang mit der indischen Welt bis an die Schwelle Australiens bezeugt: die *Borassus flabelliformis* (vgl. oben S. 175), die als «Deleb-Palme» durch den ganzen Sudan bis ans grüne Vorgebirge bekannt ist.

Eine auffallende Arten- oder doch Gattungsgemeinschaft verknüpft die Hochgipfel des tropischen Afrika unter einander und sogar mit fremden Erdteilen. Die anderwärts in Afrika seltenen Baumfarne bilden in der Wolkenregion des Kamerunpiks oberhalb des dichten Hochwaldes ganz ähnlich wie auf dem Kilima-Ndjaro Bestände für sich; dort wie hier schließt der Holzwuchs ab mit dem Gürtel der wetterharten Baumheide (*Erica arborea*), die gleichfalls die Mittelmeerlande bewohnt, aber nirgends in den die Höhen trennenden afrikanischen Niederungen vorkommt. Unser Johanniskraut können wir auch am Götterberg der Duallaneger pflücken, Sanikeln und Skabiosen völlig gleicher Art auf deutschen Wiesen wie am Kilima-Ndjaro. Doch auch ganz eigenartige Formen hat diese höchste Vulkanaufschüttung Afrikas hervorgebracht, so als Gattungsgenossin des gelblütigen Kreuzkrautes unserer sommerlichen Waldung die baumartige *Senecio Johnstoni*, die dort noch bei 4500 *m* ihre hohlen,

schwarzrindigen Stämme kräftig bis über doppelte Mannshöhe erhebt, meist zweizinkig verästelt, an den Spitzen die Schopfstände der mächtig großen, ganzrandigen Blätter, darüber die prächtigen, meterlangen Rispen orangegelber Blüten.

Madagaskar, die Maskarenen und Seychellen zeigen die Natur alter Abgliederungsinseln vom afrikanischen Festland; sie zeichnen sich aus durch starken Endemismus, denn sie werden im Inselfrieden manche Gewächsform treuer bewahrt, manche auch eigentümlich umgewandelt haben. Afrikanisch ist auch hier die größere Anzahl von Akazienarten, ganz abweichend dagegen vom benachbarten Festland das Vorherrschen von Farnen und Orchideen über alle anderen Ordnungen, selbst über die Gräser, außerdem die stärkere Beteiligung der Bambusen an der Florazusammensetzung des tropisch von Lianen durchschlungenen Gebirgswaldes. Im übrigen sind die Inseln auch unter einander recht verschieden. Madagaskar ist noch afrikanisch arm an Palmen, besitzt jedoch in *Areca madagascarensis* eine Gattungsgenossin der indischen Betelpalme; sein wundervollstes Erzeugnis bleibt die Ravenala, eine Banane, deren riesige Schaufelblätter zweizeilig zu Fächerform angeordnet sind. Die Maskarenen haben schon verhältnismäßig zahlreichere Palmen, selbst das bei geringerer Höhe pflanzenärmere Mauritius besitzt 9 verschiedene Arten, das noch jetzt waldigere Réunion

Fig. 90.



Ravenala.

unter 240 Farnarten auch einige hohe Baumfarne. Die Seychellen werden von 6 Palmenarten bewohnt, deren Gattungen nicht einmal irgendwo sonst gefunden werden; zu ihnen gehört die berühmte *Lodoicea Seychellarum*, die, dem Aussterben bedrohlich nahe, kaum einige hundert Stämme noch zählt und deren ölhaltige Früchte (S. 11, Fig. 4), so oft sie durch die Strömungen des indischen Weltmeers an fremden Strand vertrieben werden, doch niemals daselbst keimen.

Fig. 91.



See-Kokospalme (*Lodoicea Seychellarum*).

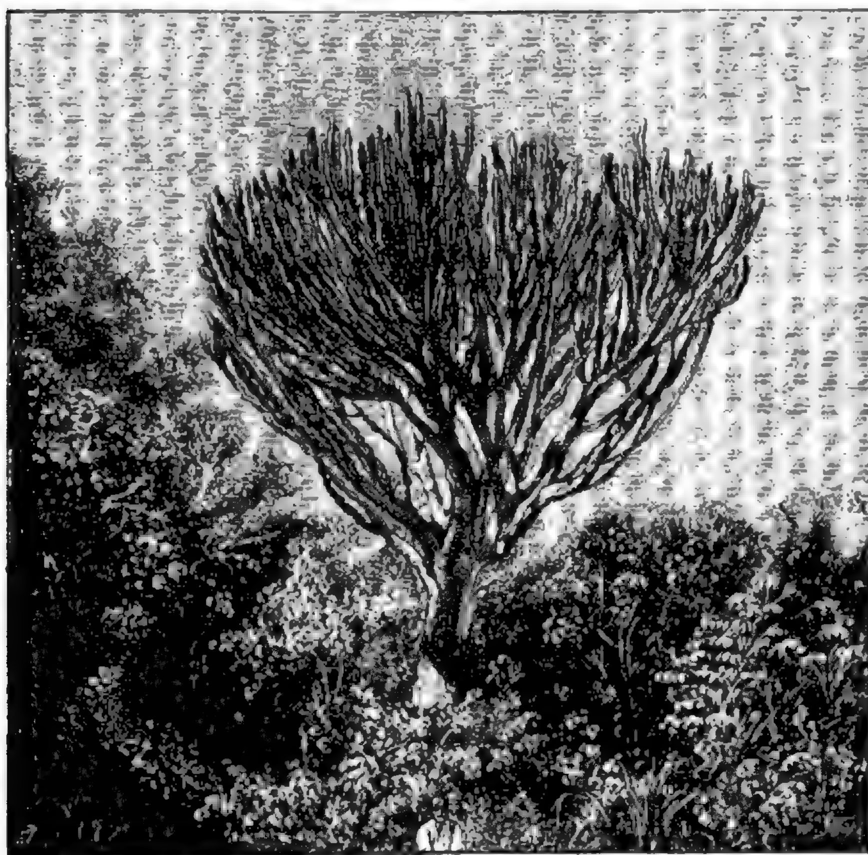
VII. Außertropisches Südafrika.

Nicht genau am südlichen Wendekreis, sondern mit dem Aufhören des tropischen heißfeuchten Klimas geht in Südafrika die tropische Flora allmählich in die außertropische über. Der Baobab überschreitet diese Grenze nirgends, von den Palmen nur eine einzige fiederblättrige Art,

Phoenix reclinata, eine kleinere Gattungsgenossin der Dattelpalme, die längs der Südostküste bis zur Algoabai vorkommt. Die inneren Hochflächen sind ganz ohne Palmen, haben aber durch das starke Hervortreten von Gräsern und Akazien (mit Ausschluß der Gegend südlich der Kalachari), ferner durch Aloes und kaktusähnliche Euphorbien Verwandtschaft mit den afrikanischen Tropen.

Fallen die meisten Regen auch wie im Tropenraum zur Sommerzeit (bloß in der äußersten Südwestecke des Kaplandes im Winter), so mindert sich doch der Niederschlag ansehnlich, besonders nach Westen hin. In dieser Richtung wird daher auch Waldung immer mehr eine Seltenheit, bis man auf dem sandigen Küstengürtel Deutsch-Südwestafrikas, wo die kühle Küstenströmung die Luft trocknet, keinen Baum mehr sieht.

Fig. 92.



Euphorbia grandidens.

Die beiden Burenrepubliken erinnern noch am meisten an die Tropen mit ihren Savanenfluren hoher Gräser. In Transvaal überragen auch noch kleinere Bestände hochstämmiger Akazien mit dem zierlichen Fiederlaub der Mimosenform die unabsehbare Grasflur. Westlich davon, in der Kalachari, wird der Graswuchs schon steppenhaft; zwischen den einzelnen Grasbüscheln überspinnen rankende Gurkengewächse den nackten Sandboden und liefern (insbesondere die südafrikanische Wassermelone) für Mensch und Tier durch ihre saftreichen Früchte vegetabilische Quellen. Hauptsächlich aber verleihen massenhafte Akaziensträucher der Kalachari das Gepräge der Buschsteppe; sie sind alle mit Dornen der verschiedenartigsten Form und Anordnung bewehrt, so das häufigste Gewächs der Kalachari, der Hakedorn (*Acacia detinens*), dessen kurze, aber nach zwei Richtungen auseinander weichenden Dornen das Durchdringen dieser

Buschdickichte ernsthaft erschweren. Nur wenige Baumarten sind vertreten, auch sie wie die Sträucher immergrün: teils gleichfalls Akazien (*A. horrida* mit fingerlangen, elfenbeinweißen Dornen und die bis ins Sambesigebiet verbreitete Giraffenakazie, beide vom Grundwasser die Nahrung ziehend), teils Bäume mit dunkelgrünen, lederharten Blättern, die an die Mittelmeerflora gemahnen. Unter letzteren sieht *Olea verrucosa* dem europäischen Ölbaum recht ähnlich; seltsamer erscheint der Mopanebaum, eine Bauhiniee, die ihre Zwillingsblätter mit der Kante statt mit der Fläche aufwärts richtet, auf diese Weise also weniger von der Sonnenglut zu leiden hat. Von nichtholzigen Pflanzen überdauern die langen

Fig. 93.



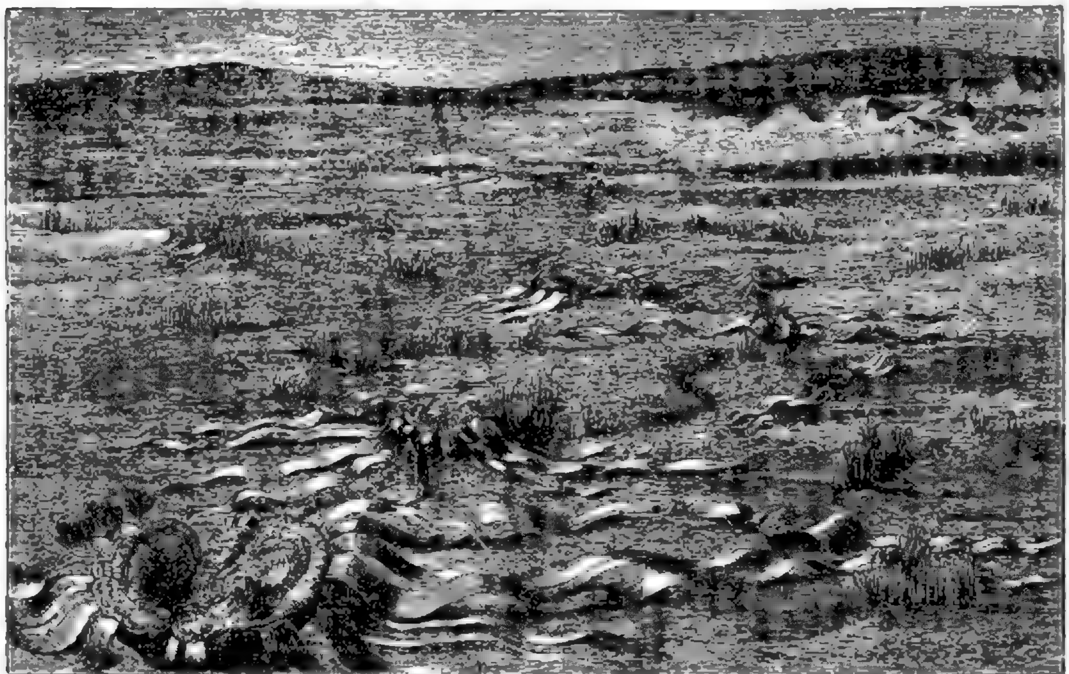
Aloelandschaft in Südafrika.

Dürrezeiten am besten die Euphorbien, die monokotylen Zwiebelgewächse, die freilich nur in ihren unterirdischen Organen fortleben, um erst nach einigen Regenschauern zauberhaft die frisch ergrünende Landschaft mit tausenden bunter Blumen zu schmücken, endlich Pelargonium- und Mesembyanthemumarten. Beide machen echt südafrikanische Gattungen aus. Die Pelargonien, uns als feuerrot blühende Topfgewächse bekannt, sind Geraniazeen, die meist in der Trockenzeit oberirdisch absterben, nur mit ihren holzigen Knollen im Boden weiterleben. Die zu den Fikoideen gehörigen Mesembryanthemen sind dagegen Saftgewächse, die selbst mit ihren oberirdischen Teilen der Trockenheit widerstehen und sich durch den Umstand an ganz beliebig lange Dürre

angepaßt erweisen, daß ihre Fruchtkapseln, soweit sie auch der Wind verstreuen mag, geschlossen bleiben, bis die zur Keimung ihrer Samen nötige Feuchtigkeit sie benetzt; aus dem tiefen Grün ihrer fleischigen Blätter heben sich oft ansehnlich große Blumen hervor, leuchtend goldgelb, dunkelrot oder orangefarben.

Immer dürftiger, doch nicht wesentlich anders wie in der Kalachari wird die Vegetation, je weiter wir westwärts durch unser südafrikanisches Schutzgebiet wandern. Ganz kahle Fels- oder Sandwüsten nehmen immer mehr zu. Vereinzelte Aloes, geselliger wachsende Euphorbien, Pelargonien, vor allen Akazien kämpfen auch hier rüstig an gegen die Dürre. In den fast stets nur mit Grundwasser versehenen Flußbetten grünen Jahr aus

Fig. 94.

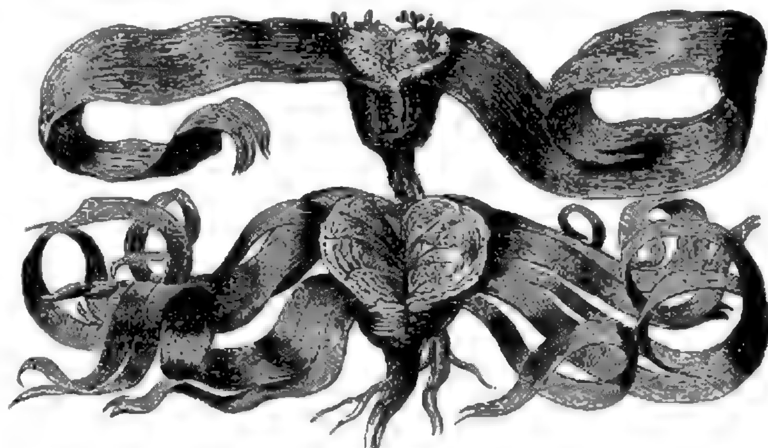


Gegend von Mossamedes mit *Welwitschia mirabilis.*

Jahr ein Schilfhorste und Akazien. Unter den 20 Akazienarten des Schutzgebietes befindet sich auch der schöne Anabaum *(A. albida)*, der, bis nach Nordafrika verbreitet, an der Grenze von Herero- und Namaland seinen südlichsten Standort hat. Bis zum dünenbesetzten Strand, jedoch die Breite der Walfischbai nicht überschreitend, reicht von der Kalachari herein *Welwitschia mirabilis*, die merkwürdigste Vertreterin der uralten, im Aussterben begriffenen gymnospermischen Familie der Gnetazeen. Ohne eines Tropfens Regens zu bedürfen nährt sie sich vom Nebel, Tau und Grundwasser, zu dem ihre kräftige Pfahlwurzel hinabdringt; ihr kaum handhoher scheibenförmiger Stamm, durch dicke Korkrinde gegen zu starke Verdunstung beschirmt, erreicht mehr als 4 *m* Umfang bei vielleicht mehr denn hundertjährigem Alter, trägt am Rand nur zwei schlaff

auf dem Boden lagernde bandförmige Blätter, die, allmählich in Längsstreifen zerschlitzt, bis über 3 *m* lang werden (wohl die langlebigsten Blätter auf Erden), und gleichfalls am Rand die stets frisch ersprießenden Blütenstände, die in Gestalt und Größe unseren Kieferzapfen ähneln. Nur wenig weiter nach Süden, nämlich bis zum Wendekreis wächst auf demselben fast nur vom Seenebel benetzten Sandboden das andere Charaktergewächs dieser Küste: die Naras. Auch sie schlürft durch tiefdringende Wurzel das unter den Dünen sickernde Grundwasser, bildet mit ihren biegsamen, blattlosen, dornigen Zweigen kuglige Massen von 1—1½ *m* Durchmesser und bringt als Kukurbitazee saftreiche Früchte wie recht große Orangen hervor, das einzig Eßbare an jenem unfruchtbarem Strand. Weiterhin nach der Lüderitzbucht zu schwindet fast aller Pflanzenwuchs auf den Dünen. Kleine Mesembryanthemen schmiegen sich mit ihren fleischigen Blättchen dicht an den Boden, ebenso wie es die *Aristida subacaulis*, das kleinste aller afrikanischen Gräser, zu thun pflegt, und jene senken wie dieses ihre Wurzeln nur wenige Zentimeter tief in den Sand, weil nur so weit oberflächliches Wasser zu finden ist, erzeugt aus feuchter Seeluft durch den nächtlich erkalteten Boden.

Fig. 95.



Welwitschia mirabilis.

Eine schwierig zu erklärende Veränderung macht sich in der ganzen Breite unseres Raumes bemerklich, wenn wir uns südwärts wenden. Zwar die Nordgrenze des Kaplandes, der von Akaziengebüsch und (als einzigem Anklang Südafrikas an unsere Baumwelt) von einer Art Trauerweide umsäumte Oranjefluß ist keine Grenze gegensätzlicher Floren. Indessen, wenn auch der Hakedorn den Fluß überschreitet, ja vereinzelt noch auf dem Roggeveld vorkommt, so schwindet doch auf den beträchtlich hoch gelegenen Flächen zu beiden Seiten des Oranjestroms nicht nur zuletzt aller höhere Baumwuchs, sondern im auffälligen Unterschied zur Kalachari die Akazien- und Gräserfülle, was eine gänzliche Abkehr von der Tropenflora Afrikas bedeutet. Niedriges Gestrüpp holziger Kompositen mit saftarmen Nadelblättchen nährt mehr als Weidegras die Herden auf dem Roggeveld. Nicht viel anders verhält sich die zur Südküste hinabführende Mittelstufe, die Karroo. An den sie durchziehenden, zur Sommerzeit versiegenden Flüssen hält sich wohl das Grün der *Acacia horrida*, nach ihrem dortigen Vorkommen von den Ansiedlern Karroodorn genannt; die zwischen

den grünen Flußfurchen ausgebreiteten Steppenflächen sind dagegen bloß von mattfarbigem Kompositengestrüpp bewachsen, in das sich Liliazeen, kaktusartige Euphorbien und Mesembryanthemen einmischen. Die arge Verdunstung raubt den Sommergewittern den Regen allzu rasch; erst in der kühleren Spätwinterzeit, im August, überziehen flüchtige Regenschauer die Steppe mit freudigem Grün, aus dem die Blütenpracht der Lilien vorleuchtet. Zur Augustweide treibt man die Herden hinauf; bereits im September liegt alles wieder fahl.

Das größte Wunder überrascht uns im Südwesten des Kaplandes, wo uns eine immergrüne Buschlandschaft von Sträuchern und niederen Bäumen begegnet, die in der durchgehends unscheinbaren Nadelblättrigkeit nicht ahnen läßt, was erst die Blüten recht offenbaren: die weit mehr denn tropische Fülle der Arten, fast jede auf einen ganz engen Bezirk eingeschränkt. Wenn die Kapkolonie mit ihren 8000 phanerogamen Pflanzenarten eine der reichsten Floren der Welt birgt, so verdankt sie das eben hauptsächlich diesem Südwesten. Das trifft gewiß nur zufällig damit zusammen, daß gerade hier die winterlichen Niederschläge vorwalten. Wesentlich wird es dadurch bedingt sein, daß wir es mit einer uralten Pflanzengemeinschaft zu thun haben, die vermutlich auf einem viel geräumigeren Stück Festland erzeugt wurde, das nochmals größtenteils längs der beiden am Kap sich rechtwinklig treffenden Bruchlinien des afrikanischen Südens ins Meer versank. Vornehmlich waltet die hier riesengroße (rund 300 Arten umfassende) Gattung *Erica* unter den Sträuchern vor mit ähnlich zierlichen Blütchen wie sie unserem Heidekraut eigen sind. Daneben aber treten in Menge die uralten, in ähnlicher Fülle jetzt nur noch in Australien fortlebenden Proteazeen auf, auch zumeist schmalblättrig wie die Heidegewächse, jedoch nicht selten ausgezeichnet durch große, honigduftende Blumen. Die schönste unter den «proteushaft» wechselnden Gestalten dieser Familie von Holzgewächsen ist der Silberbaum *(Leucodendron argenteum)*, dessen seidenhaarige Blätter, vom Wind leicht bewegt, wie Silber blinken; bis vor kurzem kannte man ihn nur von lockeren Beständen an der Ostseite des Tafelbergs, nun aber kennt man ihn in versprengtem Vorkommen sogar vom oberen Sambesi. Überhaupt durchschwärmen einzelne Proteazeen die afrikanischen Tropen, namentlich die äquatorialen Gebirgshöhen bis nach Abessinien, auch auf dem Kilima-Ndjaro fand Hans Meyer eine Protea. An Trockenheit angepaßte Kompositen, fleischige Euphorbien, Aloes, Mesembryanthemen und Pelargonien, an Flußufern der Karroodorn, dazu ein hervorragender Reichtum an monokotylen Knollen- und Zwiebelpflanzen verknüpfen den kapländischen Südwesten mit den anstoßenden Hochflächen, denen Erizeen und Proteazeen fehlen. An die 800 herrlich blühende Orchideenarten, ferner Liliazeen, Irideen und Amaryllideen erwecken die Winterregen des Juni und Juli aus ihrem unterirdischen Sommerschlaf, noch ehe die Heiden- und Proteusgewächse ihre meist bescheidneren, dafür länger währenden Blütenreize ent-

falten. Unter den Kompositen der Kapflora stechen hervor die pelzartig (gleich dem Edelweiß) behaarten Formen und die «Immortellen» (oder «Strohblumen») mit ihren trockenhäutigen, darum unverwelklichen Hüllblättchen der Sammelblüten. Ein sehr auffallender, wiederum fast nur noch in Australien wiederkehrender, somit gewiß uralter Bestandteil der Kapflora wird endlich gebildet durch die Restiazeen, grasartige Pflanzen,

Fig. 96.



Proteazeengruppe.

die die echten Gräser gleichsam vertreten und durch eigentümlichen Bau der Atmungshöhlen in der Oberhaut ihrer drahtharten Stengel und Blätter gegen Vertrocknung bestens geschützt sind.

Mit Recht unterscheidet Drude von der Buschregion die Waldregion des kapländischen Südens. Ist sie auch nur geringen Umfangs (an der Mosselbai beginnend und ostwärts nicht ganz bis zur Algoabai reichend, dabei auf die Küste und den unteren Teil der nach ihr ausmündenden feuchten Gebirgsschluchten eingeschränkt), so stellt sie doch

eine Welt für sich dar, wahrscheinlich wiederum den letzten Rest einer einst umfangreicheren, nun größtenteils im Ozean begrabenen Floraprovinz. Verschwunden sind auf einmal die schwächlichen Gehölze vom Kap, durch die man pfadlos hindurchzufahren vermag. Eine auch landschaftlich ganz tropenähnliche Waldung der verschiedenartigsten Baumformen umgiebt uns, nicht sehr hochstämmig, aber mitunter von gewaltiger Stammdicke und eisenhartem Holz. Ein dichtes Unterholz versperrt den Weg, Lianen durchschlingen die Wipfel, Laubfarne grünen auf dem Waldboden, selbst ein Baumfarn gesellt sich ihnen zu; das Immergrün der Olive und des Lorbeers wird vertreten durch die uns schon aus der Kalachari bekannte *Olea verrucosa* und durch das Stinkholz (*Laurus bullata*), aber auch durch eine Mehrzahl ganz anderen Familien zugehöriger Gewächse, so durch Podokarpen, während eine andere Konifere, *Widdringtonia*, das Laub der Zypresse besitzt.

In den östlicheren Küstenlandschaften des Kaplandes vollzieht sich der Übergang zur Natalflora. Mannigfaltigere Gramineen treten auf, zahlreiche Saftpflanzen (unter ihnen die kaktusähnlich umgebildete Asklepiadeengattung *Stapelia*, die man nach dem Geruch ihrer Blüten Aasblume nennt), und neben der schmächtigen *Phoenix reclinata* erscheinen als Mitglieder der einst auf Erden so weit verbreiteten gymnospermischen Familie der «Zapfenfarne» oder Zykadeen seltsam kurz- und dickstämmige Abbilder der Palmen mit stechend harten Fiederblättern, wie wir sie unter dem irreführenden Namen «Palmenzweige» zum Gräberschmuck verwenden: Zamien und Encephalartusarten, von denen eine in ihrem stärkemehlreichen Mark das sogenannte Kafferbrot liefert.

Als Hauptgetreide wird im tropischen wie außertropischen Afrika die Durra (*Holcus Sorghum*) gebaut, eine gleich dem aus Amerika stammenden Mais mit einem ganzen Büschel voll Ähren auf der Halmspitze versehene Grasart.

VIII. Tropisches Amerika.

Das tropische Amerika wetteifert mit dem arealärmeren indomalayischen Florenreich an Mannigfaltigkeit und Artenzahl; nur wenige Pflanzenfamilien der Erde sind in ihm unvertreten. Unter den dikotylen fehlen die Dipterokarpeen, unter den Monokotylen die Pandangs. Feigenarten und Bambusen sind minder zahlreich und auch weniger von landschaftlicher Bedeutung als in Südostasien. Überaus reich entfaltet ist dafür die Palmenwelt, sogut wie ausschließlich amerikanisch (obwohl nicht bloß tropisch) sind die Kakteen, die zu dem bezeichnenden Schmuck der amerikanischen Tropen an großen und prächtig gefärbten Blumen reichlich beisteuern; ausschließlich gehören ferner den Tropen Amerikas die Agaven an (vgl. oben S. 156), physiognomisch aufzufassen als stammlose Vertreter der gleichfalls monokotylen Aloes Afrikas, vorzugsweise tropisch-amerikanisch sind die den Agaven nächststehenden Bromeliazeen (Ananasgewächse) und auch mehrere dikotyle Familien, die

höchstens noch spärliche Mitglieder im Südosten Asiens besitzen, wie die Melastomazeen, Bäume oder Sträucher mit bogennervigen Blättern, deren eßbare Beeren den Mund schwärzen (wonach sie heißen); andere Gruppen sind im indomalayischen wie im amerikanischen Tropenreich gut vertreten, jedoch beiderseits in verschiedenartigen Formen, so die den schattigen Waldboden liebenden Gewürzschilfe (Szitamineen) und Musazeen, z. B. war die Banane ursprünglich in Amerika durch die Helikonie ersetzt und wurde ihrer reichlicheren Fruchtspende halber erst nachmals von den Europäern dorthin übertragen; ähnlich nehmen die Stelle der immergrünen Rhododendren auf den alpinen Höhen des tropischen Amerika die wie jene zu den Heidegewächsen zählenden Bejarien und aus der Familie der Saxifrageen die Eskallonien ein. Mangrovenwald dagegen überzieht die zur Ebbezeit trocken werdenden Flachküsten des Bereichs der Tropenvegetation Amerikas wie anderer Erdräume in gleichen oder doch nahe verwandten Baumgestalten.

1. Mejico und Mittelamerika.

Mejico hängt jetzt so innig mit dem Hochlandwesten der Vereinigten Staaten zusammen und durch die mittelamerikanische Landbrücke anderseits mit dem tropischen Südamerika, daß eine Menge nordamerikanischer Kompositen, Leguminosen, Labiaten und Kakteen der nur mäßig durch Sommerregen benetzten mejicanischen Hochfläche wie dem westlichen Trockenraum der Vereinigten Staaten gemeinsam angehören, Eichen- und Nadelhölzer, wenn auch in wechselnden Arten, aus dem Norden bis nach Mittelamerika sich ausbreiten, und erst recht stark die Übergriffe über die Panama-Enge sich geltend machen. Trotzdem behauptet diese südliche Verengung des nordamerikanischen Festlandes floristisch eine viel zu selbständige Stellung, als daß man ihr einen bloßen Übergangscharakter beimessen dürfte. Daß von den 20000 Blütenpflanzen etwa 4/5 endemisch sind, weist auf ein hohes Alter dieser Landmasse hin, die im äonenlangen Verlauf ihrer Entwicklung zeitweise ganz andere Verbindungen besaß als heute. Manche Pflanzengemeinschaft mit Westindien, nicht aber mit Südamerika läßt namentlich auf einen lange währenden Zusammenhang über Honduras mit den Antillen schließen, als es noch keine Landenge von Panama gab. Am merkwürdigsten ist in dieser Hinsicht das völlige Fehlen der Kiefern im Süden der Senke von Nicaragua, während jene doch auf die großen Antillen hinübergehen, ja die nämliche *Pinus occidentalis* in Mittelamerika wächst wie auf Kuba und Haiti.

Am pflanzenreichsten ist natürlich das Hochland Mejico bei seiner Größe und der klimatischen Verschiedenheit der Standorte von der glühend heißen Küste bis zum ewigen Schnee der erhabenen Vulkangipfel, auf den von Steigungsregen befeuchteten Gehängen der Randgebirge und der von ihnen umschlossenen keilförmigen Hochfläche, die nordwärts mit immer mehr verkürzter Regenzeit in wüstenhafte Steppe übergeht. Mejicos Hochfläche ist die Hauptstätte der gegen Dürre gut gerüsteten Kakteen

in hundertfältigem Gestaltenwechsel und der ebenso prächtig blühenden Agaven; nur strichweise unterbrechen lichte Haine von Mimosen mit ihren zarten Fiederblättchen die sonst ganz offenen Fluren. Den Palmen sagt die lang währende Trockenheit nicht zu; von den Bromelien dagegen halten einige das trockne Höhenklima gut aus (durch feinen Wachsüberzug oder Schuppenbildung auf den schmalen, rinnenförmigen Blättern), andere wieder ziehen die feuchteren Berglehnen vor. Die obersten Regionen der mejicanischen Gebirge haben einen deutscheren Waldcharakter als irgend ein anderer Teil der Tropenwelt: unterhalb der Blütenkränze der Andenrosen (den Bejarien) ist alles immergrün von Koniferen, und zwar neben Zypressen sowie Taxodien von echten Nadelhölzern, Tannen und besonders Kiefern, darunter die Montezumakiefer mit fußlangen Nadeln. Weiter hinab mischen sich sommergrüne, dann immergrüne Eichen ein, beide mit ganzrandigem Blatt; die Gattung *Quercus* erreicht mit voll 80 Arten gerade in Mejiko den Höhepunkt ihrer Entfaltung. Sogar eine Erle (*Alnus acuminata*) hat als beinahe einzige deutsche Baumform ihren Weg über Mejico durch die ganzen Kordilleren des tropischen Südamerika gefunden. Da aber, wo auf dem Abstieg durch die *tierra templada* und *caliente* zur Küste, zumal auf der atlantischen Seite, Wärme und ausgiebiger Regen ewige Treibhausluft unterhält, thut sich das ganze Füllhorn tropischer Flora auf. Bambusgräser säumen die Ufer der tosenden Sturzbäche des Urwaldes, welchen Lianen durchschlingen, Epiphyten schmücken. Zu den immergrünen Laubhölzern der Lorbeerform aus den verschiedensten dikotylen Ordnungen treten Melastomen, die Riesenstämme des unten mit vorspringenden Holztafeln gleich dreieckigen Strebepfeilern gestützten *Eriodendron anfractuosum* (einer dem Baobab verwandten Bombazee, die man nach den Haarschöpfen ihrer Samenkerne Baumwollbaum genannt hat), als Vertreter der Schopfvegetation Baumfarne, einige Zykadeen und massenhaft Palmenarten. Die allein amerikanische Gruppe der kleinen Rohrpalmen (*Chamaedorea*) mit rohrdünnem Stamm ist hauptsächlich hier und in den feuchten Waldungen

Fig. 97.



Chamaedorea (Bergpalme).

der atlantischen Seite Mittelamerikas zu Haus; die großartigsten Palmengestalten jedoch sind die beiden fiederblättrigen Oreodoxa-Arten, die gegen 30 *m* hohe Königs- und die noch etwas höhere Kohlpalme. Die schlankere Kokos, die tropische Kosmopolitin geworden, scheint im südlichen Mittelamerika oder dem angrenzenden Kolumbien urheimisch zu sein. Unter den waldbewohnenden Stauden ragen namentlich die Orchideen hervor, von denen Mejico 500 Arten zählt: Erdorchideen, epiphytische und auch die einzige Orchideenliane, die Vanille.

Zwischen den mehrfach über einander folgenden Terrassengebirgen des pazifischen Abhangs von Mejico wie auf der gleichfalls nur Sommerregen empfangenden pazifischen Seite Mittelamerikas dehnen sich Savanen mit zerstreutem Baumwuchs aus, eine an Afrika erinnernde Landschaftsform geselligen Pflanzenwuchses im Gegensatz zum wirren Durcheinander des Urwaldes. Indessen selbst die Savanen der amerikanischen Tropen erweisen sich ungleich mannigfaltiger als die Afrikas. Hie und da zaubern uns kleine Kieferbestände im Grün der mittelamerikanischen Savane ein Abbild märkischer Niederung vor Augen; anderwärts sind weite Flächen mit der Sinnpflanze *(Mimosa pudica)* überzogen, und oft begegnen wir mitten im Wald den beiden nützlichsten Holzarten: dem Mahagonibaum und seiner nahen Verwandten, *Cedrela odorata* (zur Herstellung von Bleistiften und Cigarrenkisten verwendet).

2. Westindien.

Eine große Zahl charakteristischer Typen begleitet uns hinüber nach dem westindischen Archipel, nicht bloß die westliche Kiefer, die für Amerika die südlichste ihrer Gattung ist, sondern auch die Oreodoxa-Palme, Mahagoni und Cedrela, Agaven und Kakteen. Trotzdem scheidet sich die westindische Pflanzenprovinz streng von der mejicanisch-mittelamerikanischen, vornehmlich durch das Fehlen der Eichen. Als diese sich auf dem westlich benachbarten Festland so reich entfalteten, müssen demnach die Antillen schon abgelöst gewesen sein; das Herüberkommen der Kiefern wird wohl der früheren Zeit eines Anschlusses ans Festland zuzuschreiben sein. Die Verwandtschaft der westindischen Flora mit der südamerikanischen erscheint weit mehr durch eine an Stelle der heutigen kleinen Antillen lange Zeit hindurch vorhanden gewesene Landbrücke verursacht als durch die Golfströmung, die z. B. nach der vorgestreckten Landzunge des jugendlichen Florida nicht viel Pflanzengut verflößt hat. Als jüngstes Glied der westindischen Inselflur sind die rein korallinischen Bahamas zu betrachten, weil sie nicht eine einzige nur ihnen gehörige Gewächsart aufzuweisen haben. Im übrigen ist der Pflanzenschatz Westindiens ungefähr zur Hälfte endemisch. Am geringsten prägt sich der Endemismus gerade bei der hier artenreichsten Familie, bei den Farnen aus, da deren Sporen so leicht über See verwehen. Von phanerogamen Arten sind manche endemische mit festländischen nahe verwandt, z. B. Kakteen mit mejicanischen; das wird auf Umgestaltung der

Genossen einer und derselben Art in späterer insularer Abgeschiedenheit zurückgehen. Indessen giebt es auch ganze endemische Gattungen in Westindien, die kleinere Hälfte von ihnen artenreich, die größere monotypisch (nur aus einer einzigen Art bestehend); jene gestattet den Schluß auf Entstehung an Ort und Stelle, diese auf Erlöschen der Gattungsgenossen, sei es durch Landeinbruch ins Meer, sei es durch überlegenen Mitbewerb anderer Gewächse auf festländischem oder Inselboden. Kuba allein sind nahe an 1000 Pflanzenarten eigentümlich, das gebirgigere Jamaika zeichnet sich im Vergleich zu seiner geringeren Größe durch noch größeren Endemismus aus infolge der Mannigfaltigkeit seiner Standorte. Selbst die kleinen Antillen, jedoch fast nur die hohen, vulkanbesetzten, haben ihre kleine Eigenflora.

Fig. 98.



Melonenbaum *(Carica Papaya)*.

Die natürliche Pflanzendecke der Inseln wurde im Laufe der Neuzeit durch umfangreichen Plantagenbau, namentlich von Zuckerrohr und Kaffee großenteils vernichtet. Immer aber noch sind herrliche Überreste der alten Wälderpracht erhalten. Schätzte doch Grisebach die Lianenarten auf 8% der Blütengewächse. Das gleichmäßig feuchtwarme Klima begünstigt vor allem den Farnwuchs. In allen Formen und Größen sind Farne mit Orchideen, Bromeliazeen u. s. w. unter den Epiphyten vertreten, und Baumfarne finden sich nicht allein eingestreut in die Waldung der niederen Erhebungsstufen, sondern sie setzen mit dem ansehnlichen Höhenwuchs bis zu 20 *m* auf den obersten Stufen ganze Waldgürtel beinahe allein zusammen. Auf den Blauen Bergen Jamaikas schließt oberhalb dieser Baumfarnregion der Wald mit einer geselligen Konifere, dem Yakkabaum ab, einem Angehörigen der sonst nirgends (außer in Ostasien) über den nördlichen Wendkreis nordwärts gehenden Gattung *Podocarpus*.

Von Kulturpflanzen, die inzwischen weithin über den warmen Erdgürtel verpflanzt wurden, ist in Westindien heimisch der Melonenbaum

(Carica Papaya), ein dikotyler Vertreter der Schopfvegetation, der unter seinem eleganten Büschel langgestielter, handteiliger Blätter auf der Spitze seines palmenhaften Stammes die wuchtigen, wohlschmeckenden gelben Früchte trägt. Die hauptsächlich amerikanische Nachtschattenfamilie besitzt noch heute wild wuchernde Arten der Tabaks gattung *(Nicotiana)* auf den Antillen; hier oder im tropischen Südamerika scheint der Mensch zuerst den Tabak gebaut zu haben. Von den ost- und westfestlichen Baumwoll arten, die zu einem doppelseitigen (asiatisch-afrikanischen und amerikanischen) Ursprung der Baumwollkultur führten, ist *Gossypium barbadense* Eigengut der kleinen Antillen. Endlich scheinen auch mehrere Kürbis arten und von den Gewürzschilfen die durch ihre mehlreichen Knollen wertvolle Pfeilwurz *(Maranta arundinacea)* westindischen oder mejicanisch-mittelamerikanischen Ursprungs zu sein. Eigen verblieb den Wäldern der großen Antillen der aromatische Myrtazeenbaum *Eugenia Pimenta*, dessen erbsengroße Früchte den Nelkenpfeffer liefern.

3. Tropisches Südamerika außerhalb der Kordilleren.

Im Südosten des großen Bogens, den das Kordillerengebirge von der Küste Venezuelas bis nach Bolivien beschreibt, dehnt sich der größte Raum üppigster, allein mit der Indiens vergleichbarer Tropenvegetation aus. Sie reicht wie in Südafrika viel weiter an der Ostseite in höhere Breiten, entlang dem warmen Meeresstrom, nämlich bis ins nördliche Uruguay, als im Westen, wo die von Süden kommende kalte Strömung die Küste bis zum Guayaquilgolf nordwärts trocken und waldleer macht.

Die vorherrschende Landschaftsform ist der Wald, ein vom Menschen bloß streckenweise vernichteter tropischer Urwald, der eine staunenswerte Fülle pflanzlicher Gestaltung in sich vereinigt. Nur im Vergleich zur Enge des Raumes erscheint die Häufung verschiedener Pflanzenarten in dem so nüchternen Buschland der afrikanischen Südwestecke noch größer. Hier aber in Humboldts «frondoser Hyläa», auf so riesigem Areal, fesselt nicht allein die Masse der Arten, die von einer zur andern Landschaft stets merklich wechseln, sondern überall das Nebeneinander der verschiedensten Formen von den kleinsten bis zu den gewaltigsten, das stufenweise Übereinander der Wipfel, die unüberschaubare Fülle der Epiphyten, das wirre Durcheinander der Schlinggewächse. Wenn der Endemismus nicht geringer zu sein scheint als auf den Antillen, so erkennen wir darin die Anhäufung des Pflanzenerbes seit uralten Entwicklungsperioden unserer Erde, der keine Eiszeit Vernichtung brachte. Nicht sowohl die bunte Mosaiknatur mannigfachster Felsarten als das ruhige Auswachsen dieser Landmasse seit der paläozoischen Ära bis zur Quartärzeit ist die eigentliche Quelle des Pflanzenreichtums, über dem eine Treibhausatmosphäre von jeher gebrütet hat ähnlich der heutigen. Bezeichnend dünkt es, daß in dem breiten Gürtel des Igapówaldes, d. h. des mehr



Fig. 90. Bambus-Landschaft von der Insel Trinidad (nahe bei Arima).

als 70 *km* breiten Streifens, den der Amazonenstrom zur Mittsommerzeit noch alljährlich überschwemmt, wie er ihn erst samt seinen Nebenströmen durch Zuschwemmen eines bis an den Kordillerenfuß reichenden tertiären Meeresarms geboren hat, die Gewächsarten zwar durchaus eigentümlich, indessen regelmäßig denen der anstoßenden Teile des nicht mitüberschwemmten Waldlandes innig verwandt, offenbar also aus ihnen erst durch sekularen Wandel hervorgegangen sind.

Der selten aussetzenden Niederschlagsmenge entspricht das ewige Grünen des Laubes; kein Monat ermangelt der Blüten, der Früchte. Die meist für Trockenklima bestimmten Kakteen begegnen seltner, um so massenhafter Gewächse, die warmfeuchte Luft lieben, so die Palmen, deren Artenzahl hier gipfelt, die Szitamineen, die Farne; an den Flußufern zeigen sich die zugleich lichtbedürftigen Bambusen. Am palmenreichsten ist die monatelang unter Wasser stehende Igapózone; dort überragen die Palmen alle dikotylen Laubhölzer, die auf dem allzu feuchten Boden schwächlicher bleiben und blütenarm, denn, so hoch hinan im Sommer von einem Süßwassermeer umrauscht, behalten sie nach dessen Zurücktritt Schlammkrusten am Stamm, sodaß sie des reicheren Schmucks von Aufwachsern und Lianen entbehren, die dem grünen Zwielicht des Tropenwaldes sonst hauptsächlich den Farbenprunk der Blumen bescheeren. Außerhalb des Igapówaldes sind die Palmen gerade nicht die höchsten Bäume, vielmehr wölben Laubbäume mit dunkelgrünem Lorbeerblatt den «Wald über dem Walde», so die Myrtazee *Bertholletia excelsa*, deren kanonenkugelgroße Früchte beim Niederfall aus der Turmhöhe des Wipfels einen Menschen gefährlich verletzen können. Seltener als die Lorbeerform des Laubes sieht man die fiederblättrige Tamarindenform oder die Schmalform des Olivenblattes, z. B. an der einzigen in diesen Wäldern vorkommenden Koniferengattung Podocarpus. Eichen fehlen wie in Westindien. Von Verwandten deutscher Bäume begegnet allein die pappelförmige Humboldt-Weide, zumal auf den zahlreichen Inseln des Amazonenstroms zusammen mit *Cecropia peltata*, deren unterseits silberweiße, handförmig geteilte Schildblätter, die Lieblingskost des Faultiers, im Urwalddickicht oft hervorleuchten. Kolossalstämme an Dicke, durch grundständige Strebepfeiler («Flügelwurzeln») gestützt, gehören auch hier meist zur Sippe der Bombazeen. Feigenarten umklammern mit ihrem netz- und ringförmig auswachsenden Stamm und Astwerk die zum Opfer auserkorenen Bäume, die sie schließlich als «Mörderlianen» ertöten (vergl. Fig. 102 zur Rechten).

Im strauchigen Unterholz sind wieder viel Melastomen, aber auch Rubiazeen und Myrtazeen vertreten, unter den Lianen namentlich die Leguminosen, unter den Epiphyten Orchideen, Bromeliazeen und Farne. Baumfarne sieht man in den Wäldern der Niederungen kaum, wohl aber an den Abhängen der Serra do Mar in Südostbrasilien, wo sie bis über den Wendekreis hinausgehen. Victoria regia, die größte aller Wasserrosen, schmückt mit ihren tellerförmigen Blättern von

$1\frac{1}{2}$—2 *m* Durchmesser und mit ihren duftigen Riesenblumen den Spiegel stehender wie langsam fließender Gewässer (Fig. 103).

Von den Nutzbäumen dieser tiefen Waldungen wurde zuerst bei uns bekannt das Brasilholz, das im Absud der Färberei dient und Brasilien den Namen stiftete; der Brasilbaum gehört in das artenreiche Kompositengeschlecht der tamarindenblättrigen Cäsalpinien, die charakteristisch sind für diese Wälder. Wichtiger jedoch ist nachmals geworden der Euphorbiazeenbaum *Siphonia elastica*, weil dessen Milchsaft den südamerikanischen Kautschuk giebt, und noch mehr der Kakaobaum. Wild wachsend findet sich dieser im nordwestlichen Teil des Gebiets von Guayana bis Kolumbien, besonders häufig in den Wälderebenen des westlichen Amazonenstromlandes. Die Vanille ist gleichfalls hier heimisch, indessen werden ihre Früchte in Brasilien nicht so aromatisch wie in Mejico. Die echte Ananas *(Ananas sativus)* hat vom nördlichen Brasilien und Mittelamerika den Weg nach andern Tropenlanden und bis in unsere Gewächshäuser gefunden. Von den wegen ihrer mehlreichen Knollen in den Tropen so allgemein gebauten Jams und Bataten sind einige Arten sicher ursprünglich südamerikanisch. Dasselbe gilt vom Maniok, einem Euhporbiazeenstrauch, und wohl auch von der Erdnuß, einer krautigen Leguminose, die ihre ausreifenden Hülsen in den Boden senkt; jener wird wegen seiner rasch auswachsenden nahrhaften Knollen, diese als Ölpflanze jetzt weit und breit in heißen Ländern angebaut, besonders im tropischen Afrika.

Fig. 100.



Erdnuss *(Arachis hypogaea)*.
Rechts eine angeschnittne Frucht mit drei Samenkernen in natürlicher Größe.

Wo die venezolanische Küstenkette ihrem Hinterland Befeuchtung durch den Seewind entzieht, dieses also allein auf die sommerlichen Zenithalregen angewiesen ist, da dehnt sich die Llanos-Savane des Orinokogebiets aus. Die Gräser wachsen wie auch auf den übrigen Tropensavanen Amerikas nicht afrikanisch riesenhaft, höchstens zu Mannesgröße. Blumige Stauden mischen sich in den Rasen, Kakteen von Säulenform überragen ihn, solche wie der kuglige Melonenkaktus verbergen sich in ihm; Gebüsche, Einzelbäume, ja lichte Haine vermannigfachen die Landschaft, die letzteren besonders längs der Flüsse. Immer nur mäßige Höhe erreichen die Savanenbäume; unter ihnen zeigt sich eine *Roupala* (aus der in Amerika seltenen Protazeenfamilie), weit häufiger sieht man Fächerpalmen der Gattungen *Mauritia* und *Copernicia* nicht

selten von Mörderlianen umstrickt, deren Umklammerung ihren Safttrieb hemmt. Während der trockenheißen Winterzeit verdorren die grünen



Fig. 101. Llanos.

Fluren der Llanos mit Ausnahme der „Esteros“ an den Flußufern; dann säuseln nur die Fächerblätter der Palmen, wenn der ausdörrende Passat über die Winterschlaf haltende Fläche daherfegt.

Den Llanos entsprechen jenseit des Gleichers die Kámpos Brasiliens. Auch sie werden verursacht durch die Entfeuchtung des Passats am Gebirge der Küste. Indessen sie bilden nur einzelne Streifenzüge im dunkeln Wäldergrün der brasilischen Tropen, und, getrennt durch die Hyläa des Amazonas von den Llanos, besitzen sie eine eigene Flora. Ihre sogenannten Kaatingawälder verlieren in der winterlichen Trockenzeit das Laub; es sind undichte Bestände mäßiger Stammhöhe, tropenhaft bunt zusammengewürfelt aus recht verschiedenen Arten, bewachsen mit unschädlichen Orchideen, Bromelien, kleineren Kakteen und mit schmarotzenden Loranthazeen, deren immergrünes Blattwerk besonders

Fig. 102.

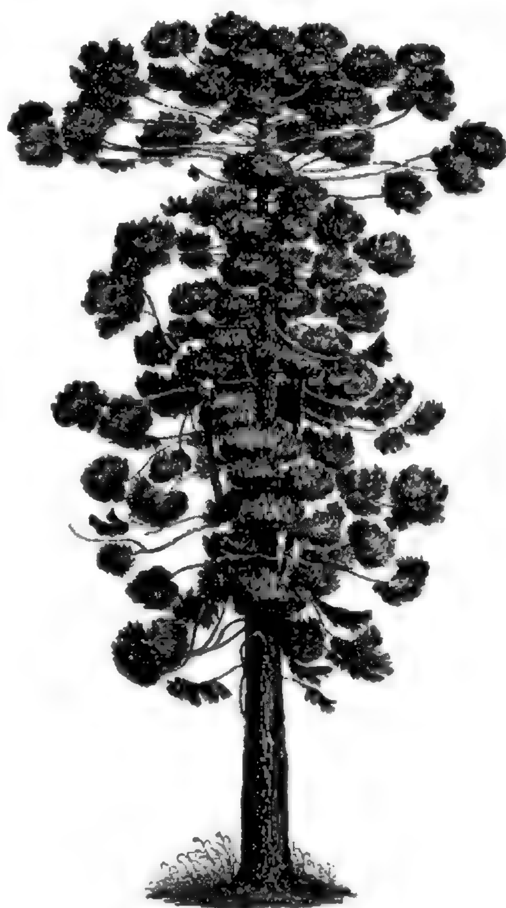


Tropischer Urwald in Südamerika.
(Nach Hölzels geographischen Charakterbildern.)

in den winterlich entlaubten Kronen auffällt wie bei uns das der Mistel. Zu den vereinzelt in der Grasflur wachsenden Kakteen treten in geselligem Vorkommen Liliazeenbäume, z. B. Vellosien, deren harzerfüllter, gabliger Stamm an seinen Enden starre Schilfblattrosetten trägt, ähnlich den Aloes Afrikas. Manche Kampos werden von Gesträuchformationen durchzogen, bald aus Mimosen bestehend, bald aus Kompositen, die durch heideähnliches Nadellaub und wollige Behaarung die Verdunstung ermäßigen. Ja selbst aus der vom Kapland her uns bekannten Grasfamilie der Restiazeen haben hier einige Arten das Aussehen strauchiger Kompositen mit weißen Blütenköpfchen angenommen.

Mit der Annäherung an den Wendekreis mischen sich mehr und mehr die Landschaftsformen von Wald und Savane, die Baumbestände werden subtropisch einförmiger, Lianen und Epiphyten schwinden allmählich. In den Südstaaten Brasiliens, übergreifend ins östliche Paraguay wie ins nördliche Uruguay, breitet sich die Araukarienregion aus. Sie führt den Namen von den Pinheiros, lockeren Beständen der etwas an die Pinie durch ihre Schirmverzweigung erinnernden Konifere, *Araucaria brasiliensis*, mit kerzengeradem Wuchs und olivenähnlichem Laub; außer ihr gedeihen in der Region namentlich drei immergrüne Ilexarten, also Gattungsgenossen unserer Stechpalme, von denen *Ilex paraguayensis* den beliebten Maté liefert. Doch auch Palmen, z. B. Kokosarten, Liliazeenbäume und allerhand blütenreiche Gesträuche begleiten das an Areal meist vorwaltende Grasland der Araukarienregion. Westlich von dieser dehnt sich quer über den Pilcomayo bis an die Vorhöhen der Kordilleren der Gran Chaco aus, eine parkartige Flur von Wiesenflächen, Schilfdickichten, niederen Dornbäumen der Algarobengruppe (Mimoseen) oder ganz lichten Beständen der fächerblättrigen Karnaubapalme *(Copernicia cerifera)*, die kaum ins Gebiet des Amazonenstroms hinüberreicht.

Fig. 103.



Araucaria brasiliensis.

4. Kordilleren.

Das südamerikanische Hochgebirge faltete sich im Tertiäralter längs der West- und Nordküste empor. In seinem tropischen Hauptteil wurde es naturgemäß seit seinem Ursprung am massenhaftesten besiedelt von den Gewächsen der angrenzenden Niederungen, die dem Klima der höheren Gebirgsstufen meist nur unter der Bedingung organischer Abwandlung zu genügen vermochten. Eine zweite Zuwanderungsstraße eröffnete sich von Mejico und Mittelamerika, eine dritte von Süden, wo einstmals Amerika in der Richtung der heutigen Untiefen des Meeres jenseit Kap Horn anscheinend weiter polwärts reichte. Doch auch die Zuwanderer von diesen beiden Seiten gestalteten sich vielfach um, und so zeigen sich die tropischen Kordilleren zwar bei weitem nicht so pflanzenreich wie

das tropische Tiefland in ihrer Nähe, aber von einem starken Endemismus ihrer Flora. Die kolumbischen Anden erweisen in zwei wichtigen Beziehungen die Einwanderung auf den beiden zuerst genannten Wegen. Ihre Unterstufe besitzt noch gleich dem kolumbischen Flachland eine der merkwürdigsten Palmen, die schon den Niederungen des Orinoko- und Amazonasgebiets fehlt, nämlich die Elfenbeinpflanze *(Phytelephas macrocarpa)*, aus deren kriechendem, von Luftwurzeln gestütztem Stamm nahe über dem Boden ein Riesenschopf von Fiederblättern straff emporsprießt, und dessen kopfgroße Früchte die technisch sehr geschätzten Samen (wie große Nüsse) mit einem ganz elfenbeinweißen und elfenbeinharten Zellgewebe bergen. Von Mejico her aber drang auf die höheren Stufen nur der kolumbischen Anden der im übrigen Südamerika gänzlich vermißte Eichenwald.

Über die warmfeuchten tieferen Gehänge und in die Schluchtenthäler der Ostseite der am pazifischen Gestade hinziehenden Kordilleren verbreitet sich noch eine üppige Pflanzenfülle aus den benachbarten Waldungen. Hier vor allem gedeihen die Palmen, unter denen doch bereits eine große Zahl endemischer Arten auftritt; man sieht noch Bromeliazeen, Melastomazeen, epiphytische Orchideen, vollends die zierlichen Baumfarne mischen sich sogar in wachsender Menge ins Dickicht und bilden für sich allein dann einen Waldgürtel oberhalb der eigentlichen Palmenregion. Die höheren Stufen des Waldes sind durch ein doppeltes, höchst nützliches andines Eigengut ausgezeichnet: durch den Kokastrauch, der auch viel angebaut wird, weil die Indianer seit alters seine Blätter zur Nervenanregung als Kraftmittel kauen, und an die dreißig Arten der Chinchona, von denen einige die unersetzliche Chinarinde spenden. Bis in die Gegend von Caracas wachsen diese stattlichen Bäume verstreut im Gebirgswald, die chininreichsten Arten in Ecuador und Peru, von wo sie nun glücklich nach Java, Vorderindien und Queensland verpflanzt sind; sie gehören der in Südamerika überhaupt stark vertretenen Familie der Rubiazeen an, ihr lorbeerähnliches Blatt macht sich in der Regel kenntlich durch Rothfärbung des Geäders oder der Unterfläche. Einzelne Baumfarne wagen sich noch in die etwa bei 2500 *m* ihre oberste Grenze erreichende Cinchonenregion hinauf, ja zwei Palmen trotzen noch weiterhin der dort bereits rauhen Witterung: die untersetztere *Oreodoxa frigida* und die königliche Wachspalme *(Ceroxylon andicola)* die noch bei 3000 *m* Seehöhe ganze Bestände bildet, das niedere Gehölz kühn überragend mit dem thurmhohen Lanzenschaft, auf dem sich der schmucke Fiederblattschopf zierlich klein ausnimmt. Die naßkalte, nebelreiche subalpine Region wird gekennzeichnet durch Buschwald aus niederen Kompositenbäumen, geselligen Bejarien- und Eskalloniensträuchern, die alpine endlich durch Stauden, Gräser, Moose und Flechtenkrusten auf dem Gestein bis zur Schneelinie. Nur eine einzige tropische Baumform dringt bis in die sonst völlig baumlosen stürmischen Höhen; es ist die der Bambuseen, die hier mitunter noch nahezu in Montblanc-Höhe durch



Fig. 104. Urwald an der Quindiuseite Kolumbiens mit Baumfarnen und Wachspalmen.

sehr dichte, allerdings nur mannshohe Horste von (ausschließlich amerikanischen) Chusquea-Arten vertreten wird. Man sieht: gewisse Tropenformen vertragen alle Temperaturstufen, wenn ihnen nur reichlich und ununterbrochen Feuchtigkeit zugeführt wird.

Saftgrüne Alpenmatten sind diesen obersten waldleeren Zinnen der Anden versagt, die man Páramo nennt, wo sie sich zu einem schmaleren Grat zusammenziehen, Puna dagegen, wo sie sich wie in Bolivien zu einem breiten Hochland erweitern. Es giebt da keinen Rasen, sondern nur einzelne Grasbuschel, am häufigsten das saftlose Itschugras (*Stipa Ichu*, mithin eine nahe Verwandte der Stipagräser ostfestlicher Steppen), das mit seinen braunschwarzen, stechenden, dicht wie Igelstacheln nach allen Seiten drohenden Blättern Hitze und Schneeverwehung gleich gut verträgt, daher trefflich paßt in diese Landschaft, wo auf die Glut der scheitelrechten Sonne oft unvermittelt Hagel und Schneesturm folgt. Seltsamer noch erscheinen in gleich vorzüglicher Anpassung an diese Klima-Unbilden die mehr als mannshohen Espeletien, harzerfüllte Kompositen, deren unverzweigter Stamm ganz eingehüllt ist in große, weißbehaarte Blätter wie in einen Pelzmantel, die älteren vertrocknet niederhängend, die jungen in einen dichten endständigen Büschel vereint, aus dessen Mitte Dolden gelber Sternblüten erwachsen. Außerordentlich zahlreich finden sich auf diesen Hohen An-

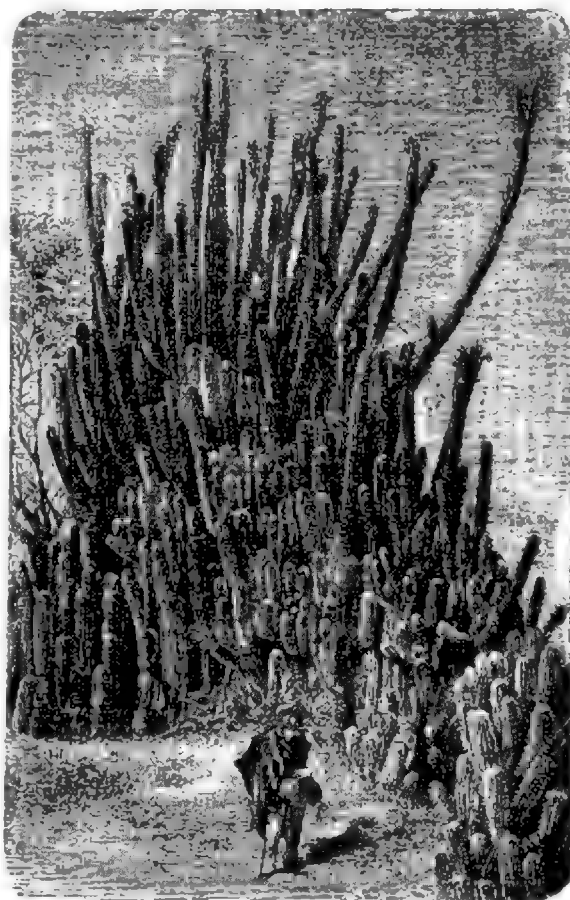
Fig. 105.



Espeletia.

klänge an deutsche Blumen, zumal an unsere Kompositen (die auf den Anden meistvertretene Familie), aber auch an unsere Ranunkeln, Gentianen, Baldriane, Verbenen u. s. f. Für all diese Gewächse ist dadurch der Weg, den sie über Mejico genommen, ersichtlich, daß sie sämtlich dort ihre nächsten Verwandten haben, ohne mit ihnen identisch zu sein. Und wenn man von der *Senecio*-Gattung über 80, von Gentianen an die 60 eigene Arten daselbst zählt, so spielt dabei die Abwandlung nach dem Migrationsgesetz, wie Moritz Wagner klar erkannte, offenbar eine große Rolle. Zumal die frisch aufgeschütteten Riesenvulkane waren wie dazu geschaffen, angeflogene Gesäme in variierender Eigenart aufkommen zu lassen, bestens geschützt auf ihren einsamen Hochinseln im Luftmeer vor störender Kreuzbefruchtung konservativerer Artgenossen. Auf den Punaflächen um den Titicacasee werden die Senezionen seltener, und es beginnen nun Gewächse aufzutreten, die nach dem fernsten Süden hinweisen. Wie die Humboldtweide ohne abzuändern die tropische Niederung und die Páramos bewohnt, so zieht sich eine kleine Gruppe von Pflanzen von Bolivien bis zum Feuerland, dabei durch allmähliches Einrücken auf tiefere Gebirgsstufen in den Gegenden höherer Breiten stets in ähnlichem Klima verharrend. Hierhin gehören zwei Doldenpflanzen, die sich in der an Umbelliferen so armen Tropenwelt Amerikas recht fremd ausnehmen, insbesondere die Sumpfbalsamstaude (*Bolax glebaria*), halbkuglige Rasen formend, dicht in winzige Blattschuppen eingebettet und so harzreich, dass sie selbst im feuchten Zustand auf torfigem Boden sich anzünden läßt.

Fig. 106.



Quisco *(Cereus atacamensis)*, Wüstenkaktus.

Von der Breite des Guayaquilgolfs ab nach Süden wenden die Kordilleren des Tropengürtels ihre durchaus waldlose Flanke der Südsee zu. Nur an den Ufern der kurzen, diesen Abhang quer durchschneidenden Flüsse stellt sich wiederum die genügsame Humboldtweide mit einigen anderen Holzgewächsen ein, und, wo man das Erdreich aus dem Fluß künstlich tränkt, baut man Mais, Zuckerrohr, Bananen. Sonst liegt

der Boden ganz kahl, bloß hie und da grünt ein Mimosengebüsch, ragt eine Agave oder ein säuliger Cereus-Kaktus. Ein glanzvoller Tropenhimmel verklärt das öde Land; erst hoch oben am Gebirge scheidet die Seeluft ihre Wolkenbänke aus; nur im Winter, wenn die Küstengegend sich abkühlt, erhält diese unterste Stufe Befeuchtung durch Seenebel und dadurch ein vergängliches Grün.

IX. Außertropisches Südamerika.

1. Der chilenische Westen.

Je weiter nach Süden um so deutlicher tauschen die durch den Kamm der Kordilleren getrennten Abdachungen des Festlandes die klimatische Stellung, die sie innerhalb der Tropen so weithin behaupteten, mit einander aus: der chilenische Westen wird nun die feuchte Seite, der argentinische Osten die trockene, und zwar empfängt jene überwiegende Winterregen, während dem Osten das sommerliche Niederschlagsmaximum wie in den Tropen treu bleibt. Die Atacamawüste geht nur ganz allmählich südwärts in ein doch wenigstens von ein paar winterlichen Strichregen befruchtetes Gelände über. Noch um Santiago ist der Regen so streng wie im südlichen Mittelmeerraum auf den Winter beschränkt, indessen erquickt er die Fluren schon reichlich. Weiterhin aber, im früher sogenannten Südchile (von Valdivias Breite ab) und im patagonischen Chile strömt der Regen im Südsommer nicht viel weniger als im Südwinter; die Sommer sind mäßig warm, die naßkalten Winter bringen Schnee, obwohl nirgends so starke Abkühlung, daß die Flüsse dauernd gefrören. Fast überall grünt und blüht diese pazifische Seite des amerikanischen Südhorns bis nach dem Feuerland Jahr aus Jahr ein, wenn auch oft genug (und nicht bloß im Winter) dicke, rasch zertauende Schneeflocken vom Ozean hertreiben. Der Firnansammlung ist solche Witterung sehr förderlich, die Schneegrenze sinkt deshalb von den valdivianischen Breiten ab rasch, und da bei der geringen Winterkälte dem Waldwuchs ein so ausgiebiges Zeitmaß im Jahreskreislauf vergönnt ist, so berührt zuletzt in Patagonien wie sonst nirgend auf Erden die Schneegrenze die ziemlich wagerecht verlaufende Waldgrenze; Gletscher münden wie in Grönland ins Meer, jedoch umschmückt von immergrünem Wälderdickicht.

Nordchile ermangelt ganz der Waldung. Mit dem Abstand von der fast pflanzenleeren Atacama, nimmt die Nacktheit des Bodens nur langsam gen Süden ab. Flächen mit Dorngesträuch (Espinales) verraten die arge Dürre, ebenso armleuchterartige *Cereus* und rundlicher Igelkaktus; eine einzige Palme tritt auf: *Jubaea spectabilis*, eine Fiederpalme mit spindelförmigem Stamm und zuckerhaltigem Saft, die am 35. Parallelkreis ihre Polargrenze erreicht. Bach- und Flußufer säumen sich zwar, an Italien gemahnend, mit grün verbleibendem Gebüsch der Oleander- und Myrtenform, unter das sich die Humboldtweide in den

Anden mischt, abseits der Gewässer jedoch liegt das Land in der heißen Zeit kahl und verdorrt. Die von den Kolonisten hingebrachten Südfrüchte gedeihen so herrlich wie am Kap, der Weizen steht so prächtig auf den Winterfeldern wie in Sizilien, und in bunten Blütenfarben prangen die rasengrünen Fluren wie ein natürlicher Garten, wenn der Regen die zahllosen Liliazeenzwiebeln zum frischen Trieb erweckt.

Gleich hinter der Jubäengrenze hebt der Wald an, zuerst am Gehänge der Hochkordillere, auch stellenweise auf der Küstenkordillere, bald aber überzieht er gleichfalls das ebenere Land zwischen beiden, nur selten eine Waldwiese baumfrei lassend oder von Siedlern gerodet. Ganz unerwartet nimmt die Landschaft deutsche Züge im Pflanzenkleid an: Nadelholz und Rotbuchen treten auf, unter letzteren sogar eine sommergrüne, die Roble, die im Frühjahr ausschlägt wie unsere Rotbuche. Freilich sind es lauter andere Baumarten als bei uns; nur um die deutschen Siedelungen der Gegend bei Valdivia und Osorno ist unser Apfelbaum ein Wildling im chilenischen Wald geworden, während der Anbau von Südfrüchten unter dem regnerischen Himmel nicht mehr gelingt. Unter den Koniferen ist auf den engen Raum des Araukanerlandes merkwürdig eingehegt die mastenhohe *Araucaria imbricata* mit flachen, aber zugespitzten dunkelgrünen Blättern, dicht vereint zu einer abgeplattet halbkugligen Krone, wie Schlangenschuppen nicht bloß Ast und Zweig, sondern auch den Stamm dicht überkleidend. Weiter verbreitet ist eine gleich der Tanne nadelblättrige Podocarpusart und mit zypressenartig schuppenblättrigem Gezweig, die Alerce, sowie die bis zur Magellansstraße reichende, so regelrecht wie unsere Fichte verästelte *Libocedrus tetragona*, die «Zypresse» der Chilenen. Im Gegensatz zu den übrigen Waldbäumen, die sich untereinander mengen, wächst die Alerce in ganz reinen Beständen und zwar abseits der Küste, am liebsten auf sumpfigen Gebirgsstufen; sie liefert das geschätzteste Bauholz in Chile und wird (bei mitunter mehrtausendjährigem Alter) über 40 *m* hoch bei einem Durchmesser des Stammes bis zu 5 *m*. Erst hoch oben und nur schwach verästelt erscheinen die glatten, rötlichgrauen Alercestämme mit ihrem angedrückten Zypressenlaub wie ein versteinerter Wald.

Erreichen diese Wälder auch längst nicht mehr die verwirrende Mannigfaltigkeit der Tropen, so erscheinen sie doch noch ziemlich bunt zusammengesetzt, geben den tropischen an Dichte nichts nach und haben auch noch Anteil an Epiphyten und Schlinggewächsen. Zu laubabwerfenden Buchen gesellen sich solche mit kleinem, immergrünem Laub düsterer Färbung. Von der Nachbarschaft des erhabenen Osorno-Vulkans zieht sich hinüber nach dem Wipfelmeer der Insel Chiloe ein wunderschöner Rosazeenbaum: der Muermo *(Eucryphia cordifolia)*. Der Kamellie nicht unähnlich, nur höheren Wuchses, trägt der dicke Stamm des Muermo eine kugelförmige Krone von glänzend schwarzgrünen Blättern; im Februar, dem wärmsten Sommermonat der Gegend, werden diese ganz überdeckt von Hunderten großer weißer Blüten, deren süßer Duft die

Bienen in Scharen anlockt; um den Stamm bis in die Krone schlingt sich eine kletternde epiphytische Liliazee *(Luzuriaga marginata)* mit weißen Blumen und roten Beeren. Ferner treten echte Myrten in diese vielgestaltige Baumwelt, die (wie ihre Verwandten, die Eukalypten Australiens) nicht das Laub, wohl aber die Rinde wechseln, daß deren Streifenfetzen im Wind gespenstisch hin und her flattern, dazu zweierlei Proteazeengattungen mit olivenähnlichem Blatt und die duftige Winters-

Fig 107.



Panque *(Gunnera chilensis)*.

Rinde *(Drimys Winteri)*, eine Magnoliazee. Die ein volles Fünftel der chilenischen Phanerogamenflora stellenden Kompositen sind vertreten durch die 20 *m* hohe und ½ *m* dicke, mit furchtbaren Stacheln bewehrte *Flotowia*. Im Grün des Waldgrundes tauchen zahlreiche Farne auf, keins zwar in voller Baumform, doch einige mit ganz niedrigem Stamm; an steilen Uferböschungen und an Wasserfällen erblickt man die Riesenblattpflanze *Gunnera* (nahe verwandt mit dem kleinen Tannenwedel unserer wie der patagonischen Weiher), eine Staude

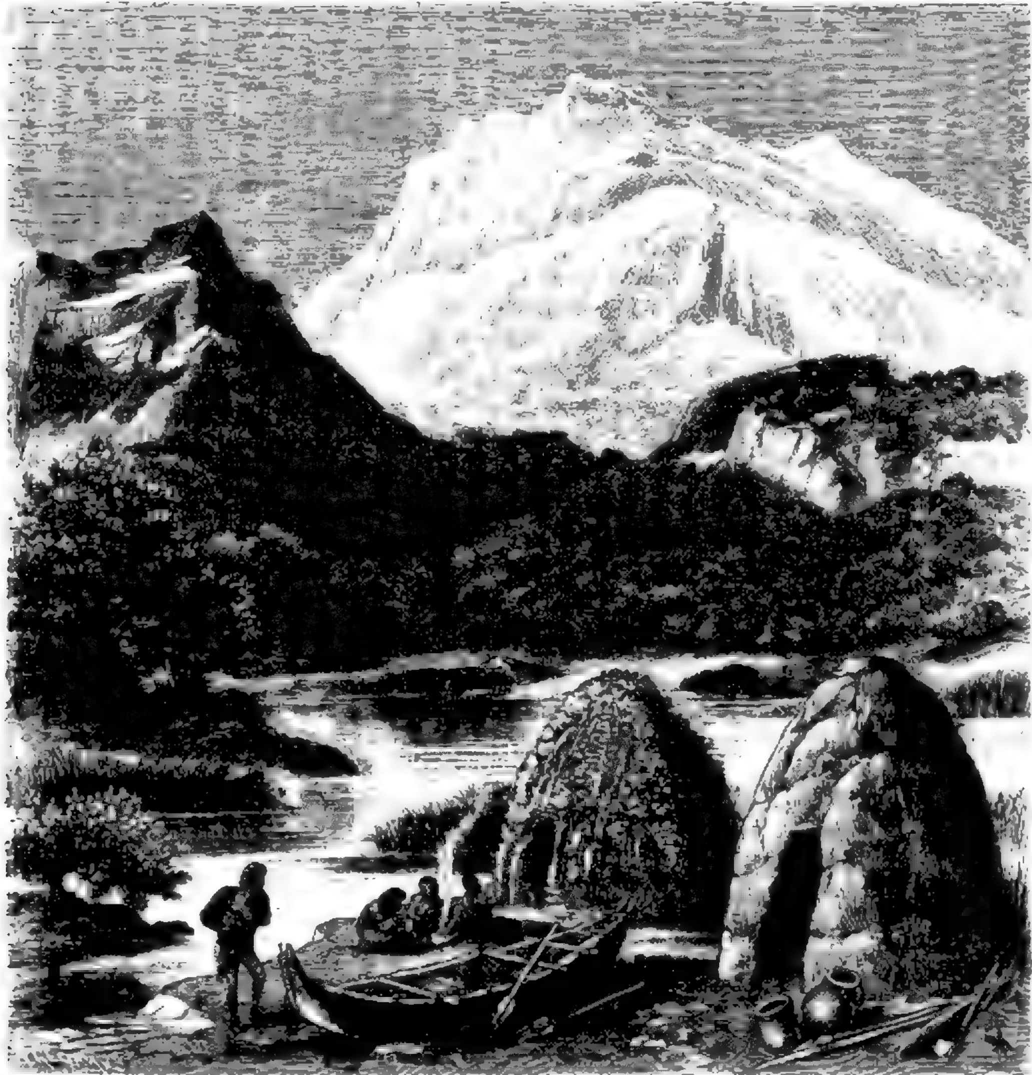
mit nur 4—5, aber mehr denn wagenradgroßen Blättern von $2—2^{1}/_{2}$ *m* Durchmesser, also mächtiger als die des Rhabarber. Epiphytische Orchideen fehlen, nicht aber die auf den Baumästen schmarotzenden, feuerrot blühenden Loranthusarten und Bromelien, die wie mattglänzende Sonnen aus den Astwinkeln niederhängen. Viel trägt zur Verfilzung der Wälder die bis in den fernsten Süden Amerikas wuchernde Bambuseengattung *Chusquea* bei, namentlich die Quila genannte kleinblättrige Art, die in die Baumwipfel emporrankt und ganze Netzwerke um die Wipfel wie über den Boden spinnt. Auch der andine Tropenbegleiter der *Chusquea*, die Eskallonie, wird nicht vermißt; sie schmückt hoch hinan die Felsen mit ihren roten Becherblüten.

Eintöniger wird die Waldung in den südlicheren Breiten der patagonischen Fjordenküste bis nach dem Feuerland, doch nicht undichter. Immergrüne, hartblättrige Buchen herrschen vor, auf deren Stamm der morchelartige Cyttariapilz wächst. Gelbblütige dornige Berberitzen, mehr noch die hängenden Blumentrauben der Fuchsia beleben den verfilzten Urwald, auf dessen Boden die gefallenen, moosüberwachsenen Stämme samt den vermoderten Blättern eine dicke torfige Humusschicht weiterbilden. Wo auf flacherem Erdreich die Überfülle des Niederschlags nur unvollständigen Ablauf findet, bemerkt man echten Torfsumpf mit Sumpfdotterblume und Rauschbeere, die sich wenig von unsern Arten der nämlichen Gattungen unterscheiden. Überhaupt ähnelt die Flora keines Landes der südlichen Halbkugel so vielfältig unserer nordisch-europäischen wie die chilenische in ihrer Südhälfte. Sogar völlig identische Arten hat das südliche Chile bis zum Feuerland mit Deutschland gemein, nicht allein Wasser- und Sumpfpflanzen wie die durch alle Erdteile verstreute Brunnenkresse nebst dem schon erwähnten Tannenwedel, wobei man an Vertragen der Gesäme durch Vögel denken darf, sondern auch Pflanzen trockenen Bodens wie *Primula farinosa* und *Gentiana prostrata*, für die weder eine Einpaschung nachzuweisen ist noch ein Wanderweg, da sie in der zwischenliegenden heißen Zone nirgends gefunden werden. Der Umstand, daß diese Gewächse dem dortigen Klima angemessen sind und letzteres dem nordischen mehrfach entspricht, entscheidet nichts über die Ursache ihres dortigen Vorkommens. Sind sie vom fernen Norden an dies Ende der Welt gewandert, und sind die Kolonieen, die ihre Vorfahren auf dem weiten Wanderweg dann gewiß doch zurückließen, auf allen Zwischenetappen im Lauf der Zeit ausgestorben? Oder sind sie dort wie hier Sprößlinge eines absonderlich zählebigen Geschlechts, das, einst auf beiden Erdhälften weit verbreitet, anderwärts im Wettbewerb der Geschöpfe erlag, sodaß die chilenische Sippe ein minderzähliges, entwicklungsgeschichtlich aber ein der europäischen gleichwertiges Überlebsel darstellt?

Ein Geschenk der chilenischen Natur hat durch den Menschen erst den Siegeslauf über die Erde vollzogen: die Kartoffel, die auf dem Chonos-Archipel sowie an mehreren Stellen des patagonischen Küsten-

waldes wildwachsend angetroffen wurde. Sie hat sich den Boden- und Klimabedingungen aller Erdgürtel anpassungsfähig erwiesen, sie trotzt zum Glück auch dem rauhen Wetter solcher Landstriche, die nicht mehr recht Brotkorn hervorbringen; darin aber offenbart sie chilenisch-patagonische

Fig. 108.



Buschwälder von Zwergbuchen und Lagerplatz Fischerei treibender Feuerländer.

Art, daß sie weder große Trockenheit noch gar zu gleichmäßig hohe Wärme verträgt, deshalb in tropischen Landen nur auf Gebirgslagen gedeiht.

2. Der argentinische Osten.

Die Kordilleren bilden auch in ihrem Südende eine gewaltige Wetterscheide, indessen gewiß nicht bloß deshalb zugleich eine Florengrenze. Das grundverschiedene Gewebe des Pflanzenteppichs auf der chilenischen und auf der argentinischen Seite kann nicht ausschließlich

klimatisch verursacht sein. Sonst hätte sicherlich das schmale Chile nicht (nach Philippi) 48 Veilchenarten, das so viel größere Argentinien nur eine, sicherlich nicht allein Chile seine 7 Fagusarten, Argentinien keine einzige. Beide Nachbarländer stehen floristisch einander so fern, als gehörten sie verschiedenen Erdteilen an. Nicht bloß bei weitem reicher an Arten ist die chilenische Pflanzendecke, sondern vor allem ausgezeichnet durch massenhaft eigentümliche Gewächse, die uralte Beziehungen zum fernen Norden, vielleicht noch viel ältere zu Neuseeland und Australien verraten. In Argentinien findet sich keine Spur von Beziehungen letzterer Art (die man antarktische nennen mag, wenn man sie durch zwischenliegende südpazifisch-antarktische Landmassen der Vorzeit vermittelt denkt, von denen die Südpolarinseln vielleicht einen Rest bilden); der jugendliche, vorwiegend quartäre Boden des Landes, innerhalb der weiten Ebene mit wenig Standortsmannigfaltigkeit begabt, ist arm an Pflanzenarten, weit ärmer noch an eigenartigen Erzeugnissen.

Nur in seiner Nordwestecke besitzt Argentinien einen Bezirk floristischer Fülle. Es ist sein Anteil an den Kordilleren vor dem bolivianischen Hochland im Westen des Gran-Chaco. Da grünen Wälder, die man zwar subtropische nennt, weil sie nur wenig über den Wendekreis hinausreichen, in denen aber tropenhafte Wärme und in Steigungsregen sich entladende atlantische Feuchtigkeit eine strotzende Tropenfülle nährt. Die Palmen treten allerdings zurück, und die Baumfarne scheinen ganz zu fehlen, im übrigen fühlt man sich aber wie im andinen Urwald der Äquatorialgegend. Die Zweige werden oft ganz verhüllt von epiphytischen Orchideen, Bromelien, Kakteen und Farnen; in dem Tauwerk der Lianen treten die Bignonien hervor durch den prachtvollen Schmuck ihrer großen, bald rosafarbenen, bald gelben Blüten. Eine Mehrzahl von botanisch nicht näher zusammengehörigen Bäumen dieses *Monte subtropico* nannten die Holzfäller des eisenharten Holzes wegen Quebracho (*quebra hacha* d. h. Axtbrecher); der Name wird nun wohl dem *Quebracho colorado* verbleiben, dessen gerbstoffreiche Rinde eine so gewinnreiche Ausfuhrware geworden ist. Über dem Hochwald und dem Gesträuchgürtel der Eskallonien erfreut hier auch einmal ein fest zusammenschließendes Alpmattengrün, besonders im Herbst durchstickt mit reizend blühenden Alpenkräutern, z. B. Gentianen und den für Südamerikas Hochgebirgsflora überhaupt bezeichnenden *Calceolaria*-Arten (nach den schuhförmigen Unterlippen ihrer Blumenkronen Pantoffelblumen genannten Skrophularineen).

Südwärts folgen weite Flächen, die bereits im Kartenbild durch die zahlreichen versiegenden Flüsse Dürre verkünden, eine Dorngesträuchsteppe mit Salsoleenflora an den Stellen, wo eindunstende Gewässer den Boden durchsalzt haben. In den Nordosten dieses Gebiets wagen sich noch ein paar niedere Palmenarten, so die Pindopalme (*Cocos australis*), die in der Gegend der Paranámündung unter der nämlichen Breite die Polargrenze der Palmen in Südamerika auf der argen-

tinischen Seite bezeichnet wie die *Jubaea* auf der chilenischen. Der meistvertretene Typus ist jedoch der des Akazienstrauches mit der winzigen Mimosenbelaubung oder der durch Dornbildung mehr oder weniger unterdrückten Belaubung; die sehr häufige *Acacia cavenia*, mitunter auch zu Zwergbaumform sich erhebend, gehört zu den wenigen von Argentinien nach Chile übergreifenden Arten, wo sie in den Espinales des trocknen Nordens auch in Menge vorkommt. Als Saftpflanzen sind in die argentinische Dornstrauchsteppe noch ziemlich häufig Kakteen eingestreut, hohe Cereen, dicke Opuntien und kleinere von Kugelform. Nach den etwas feuchteren Pampas gehen sie jedoch nicht hinaus.

Die eigentliche Pampasflur zieht sich vom südlichen Uruguay über den unteren Paraná bis nach Patagonien als reine Steppenlandschaft ohne Baum und Strauch, eine steinlose Thonfläche. Gehölz, im Winter kahl stehend, zeigt sich fast ausschließlich an den Flußufern, obwohl es den europäischen Ansiedlern gelungen ist, Pfirsichhaine auf dem so leicht austrocknenden Pampasthon aufzubringen, um sich in dem holzarmen Steppenland Feuerungsstoff zu schaffen. Von einheimischen Bäumen wird in der Steppe nur der Ombu als Schattenspender angepflanzt, da er bei seinem äußerst lockeren Holzgewebe rasch zu Eichenstärke auswächst und mit grundständigen Holztafeln sich gut schirmt gegen die Wut der Pamperostürme. Im Gegensatz zu anderen Steppen unterbrechen zumeist nicht einmal Stauden das unabsehbare Gräsermeer der Pampas. Um so auffälliger dünkt es, daß einige zufällig dorthin verschleppte europäische Krautgewächse siegreich das Gras mitunter auf weite Strecken verdrängt haben, nämlich eine Doldenpflanze (der Fenchel) und mehrere Disteln, besonders die Artischockendistel. Die ersten Samen der letzteren kamen um das Jahr 1769 in den Haaren eines Esels von Spanien aus hin, und jetzt übt diese Distel auf Hunderten von Quadratkilometern die Alleinherrschaft in der argentinischen Steppe, durch ihr Stacheldickicht eine gute Wehr gegen Indianereinfälle vom Gran-Chaco her, aber zugleich eine arge Verschlechterung der Weide.

In der Gegend des Rio Negro geht die Grassteppe in die mit Steinschutt übersäte Öde des argentinischen Patagonien über. Unablässig fegt ein an der chilenischen Wetterseite der Anden ausgetrockneter Westwind über diese unfruchtbaren Halden. Niedriges Dorngesträuch, auch noch aus feinblättrigen Mimoseen gebildet, deckt nur stellenweise des Landes Blöße, ab und zu trotzt außerdem ein Opuntienkaktus der Dürre; *Opuntia Darwinii* erreicht beim 50. Parallelkreis von allen Kakteen die höchste Südbreite. An den Flußufern wächst neben höherem Weidengebüsch noch etwas besseres grünes Gras, abseits der Flußthäler nur hartes, braunes in vereinzelten Bücheln.

X. Australien.

Das Festland Australien samt Tasmanien besitzt rund 9000 Gefäßpflanzen (Phanerogamen und Farne), ist also beinahe ebenso pflanzen-

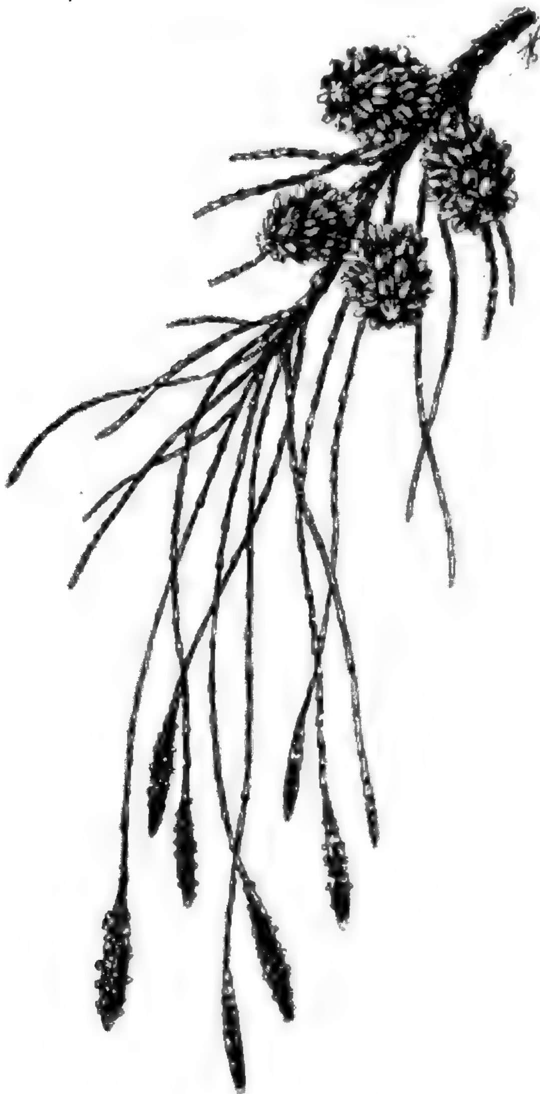
reich wie der größere Erdtheil Europa. Indem 85% seiner Flora endemisch sind und seine Vegetation eine Summe nur ihr eigener ausgeprägter Züge trägt, ist kein Florareich so eigenartig wie das australische. Einst war das anders. Australiens Eukalypten und Proteazeen kamen noch im Tertiäralter auch anderwärts, z. B. in Europa vor, umgekehrt wuchsen damals deutsche Baumgeschlechter, wie Eichen, Erlen, Birken, Weiden zusammen mit Magnolien auf Australiens Boden. Im Verlauf der Tertiärzeit gliederte sich das Festland von Asien los und verlor auch den Zasammenhang mit Neu-Guinea; viel später muß sich die Baßstraße gebildet haben, denn Tasmanien hat eine durchaus australische Pflanzenwelt. Wie das völlige Aussterben der erwähnten Baumgattungen zu schließen erlaubt, wurde Australiens Klima seit der Tertiärzeit allmählich weit trockner, und somit erhielt sich auf dem nun meerumschlungenen Land nur das an Gewächsen der Vorzeit, was der Trockenheit zu widerstehen oder durch Umwandlung sich ihr anzupassen vermochte.

Auf der weitaus größten Bodenfläche Australiens gedeihen nur solche Pflanzen, die zufolge ihrer Organisation sehr lange Trockenheit aushalten, jedoch auch (wie bei uns die Flechten) von jeder, selbst der geringsten Befeuchtung Nutzen ziehen, denn der größte Theil Australiens empfängt unberechenbare Niederschläge nach Monaten oder sogar Jahren peinlicher Dürre, aber es giebt dafür dort auch keine völlig regenlosen Wüstenstriche. An bestimmte Regenzeiten gebundene Saftgewächse wie die Euphorbiazeen Afrikas sucht man also in Australien vergebens; bloß auf Salzboden wachsen auch hier Salsoleen mit fleischigen Stengeln und Blättern, da eben ihr Salzgehalt die Verdunstung hemmt. Das sonst so gewöhnliche Schutzmittel gegen Trockenheit, die Verdornung, wird auffälligerweise vermißt; um so allgemeiner bemerkt man das Immergrün des Laubes, denn zum Laubknospenausschlag zu bestimmter Zeit bedürfte es ebenso zeitlich bestimmten Eintritt des Regens.

Klassisch fügt sich die große 149 Arten zählende Myrtazeengattung *Eucalyptus* in die Lage durch Tiefwuchs der Wurzel, geringen Wassergehalt, rasches Wachsen, sobald eben ein Regen fällt, schmale harte Blätter, die aufrecht stehen, mit dem Rand dem tragenden Zweig zugewendet. Die noch viel stärker, nämlich in 320 Arten vertretene Akaziengattung ahmt letztere Wendung nach, indessen die so gestellten sichel- oder weidenblattähnlichen Organe sind Phyllodien, d. h. blattartig erweiterte Blattstiele, denen die Atmungsverrichtung der (völlig unterdrückten) Fiederblattflächen zufällt. Schmalblättrig sind ferner die in Australien massenhafter als irgendwo sonst vorkommenden Proteazeen sowie die fast auf Australien beschränkten Epakrideen, die hier mit ihrem kleinen Nadellaub und ihren zierlichen Blüten die Erizeen ersetzen. Bloß in anliegenden Schuppen endlich sind die Blattorgane angedeutet bei einigen Kasuarinen wie bei *Casuarina equisetifolia* vom Aussehen einer blattlosen Trauerweide. Doch auch wo die Blattspreite voll entwickelt ist, herrscht die Schmalgestalt mit ungeteilter, ganzrandiger

Fläche vor; gleichfalls zur Hemmnis der Verdunstung sind die Blätter mit dicker Oberhaut versehen, sodaß die Blattgrünkörnchen ihres Inneren matt, oft bläulich grün hindurchschimmern. Die Gräser entsprechen dem Australklima gleich den Knollen- und Zwiebelpflanzen durch zeitweises Beschränken ihres schlummernden Lebens auf die unterirdischen Teile, vornehmlich aber auch durch Kieselpanzerung von Halm und Blatt (die uns schon vom Kapland bekannten Restiazeen sind aus den oben, S. 189, angeführten Gründen in Australien weit verbreitet). Ganz eigentümlich nehmen sich die

Fig. 109.



Casuarina equisetifolia.

Fig. 110.



Casuarina stricta.

Landschaften aus, über die Grasbäume verteilt sind; Xanthorrhöen (Gelbschwitzer) wurden diese Abbilder der Aloes in Australien genannt, weil sie teils durch das Auschwitzen gelben Harzes gegen das Verschmachten ankämpfen, was anderenteils auch geschieht durch den Kieselreichtum der Oberhaut des harten Grasblattbüschels auf dem kurzen Stamm, aus dem wie bei der Aloe ein hoher Blütenstand aufschießt. Unter den Kompositen bewähren sich wie am Kap die Immortellen (Gattung *Helichrysum*)

durch ihre strohdürren Blütenköpfchen zu langem Entbehren des Regens tauglich; ihre Artenzahl übersteigt 100.

In Australiens Flora steht nicht die überhaupt größte und in Europa auch das Hauptkontingent stellende Pflanzenfamilie der Kompositen in erster, sondern erst in vierter Reihe nach der Zahl ihrer Arten. Es überflügeln sie 1. die Leguminosen (mit dem Heer baum- und strauchartiger phyllodiner Akazien) 2. die Myrtazeen, 3. die Proteazeen. Die viel Feuchtigkeit verlangenden Gewächse treten naturgemäß zurück, so unter den Kryptogamen Moose und Pilze; die Equiseten fehlen dagegen wohl mehr aus entwicklungsgeschichtlichen Gründen.

Sogut wie ausschließlich australisch sind die Waldsavane und der Scrub. Erstere könnte man ebenso als Grasflur wie als äußerst undichten Wald bezeichnen; sie ist durch die Natur des charakteristisch australischen Baumgeschlechts der Eukalypten bedingt. Diese treiben ihr Wurzelwerk so breit in den Boden, daß die einzelnen Stämme mit ihrem noch dazu meist eng angeschmiegten Geäst nur weit, jedoch ziemlich gleichmäßig von einander entfernt sich erheben, — ein Hochwald fast ohne Schatten, durch den der Reiter hinjagen kann, ohne eines Weges zu bedürfen. Unterholz kommt bei dem den ganzen Untergrund in Beschlag nehmenden Eukalyptengewurzel gar nicht auf, bloß Gras und Kraut überzieht den Boden dieser lichtesten Haine der Welt. Dagegen überzieht der Scrub, mag er aus strauchigen Eukalypten oder ebensolchen Akazien bestehen, mit dicht zusammengedrängtem Geäst (das sich selbst beschattet und die ausgeatmete Feuchtigkeit möglichst aufspeichert) wie ein Filz den Boden, eine arge Schranke für den Verkehr, da Scrubflächen oft der Axt wie dem Feuer Stand halten. Zwei andere Landschaftsformen allein teilt Australien auch mit anderen Landen: den dichteren Wald an besser benetzten Küstenrändern, namentlich den gebirgigen des Ostens, über die der Passat seine befruchtenden Regen ausschüttet, und die mitunter zu wüstenhafter Pflanzenarmut herabsinkende Steppe, in der harte Spinifexgräser, stechend wie Stachelschweinborsten, in vereinzelten Büscheln wachsen.

Die tropischen Nordküstenländer, die mit dem sommerlichen Nordwestmonsun von der Malayensee Regen empfangen, sind keineswegs hervorragend reich an Pflanzenarten, indessen haben sie Anteil an indischen, ja selbst tropisch-afrikanischen Pflanzenformen. Zwar Palmen sind wie in Australien überhaupt wenig vorhanden, vollends die Feuchtigkeit fordernden Bambusen, eine vereinzelte Farnbaumart, sind erst recht selten. Dagegen tritt die für die asiatischen Tropen so bezeichnende Pandangform häufiger auf, ja die Indigo- und Jutepflanze gedeiht vollkommen gleichartig hier wie in Indien. Dem Baobab Afrikas nächst verwandt ist die auf den tropischen Nordwesten Australiens eingeschränkte *Adansonia Gregorii*, mit ihrem unförmlich dicken Stamm, ihrem Laubabwurf in der trocknen Zeit ein Charakterbaum der Landschaft.

Am meisten durch stattlichen Pflanzenwuchs ausgezeichnet sind die gebirgigen Gegenden längst Ostküste. Die von Queensland zeigen mitunter wahrhaft indischen Dschangel von tropenhafter Üppigkeit und Mannigfaltigkeit. Zu den Pandanen gesellen sich Palmenarten, teils aus der überhaupt in Australien mehrfach vertretenen, von Hinterindien herüberreichenden Gattung *Livistona* mit handteiligem Blatt, teils Rotangpalmen, also *Calamus*-Arten, die mit ihren weitverzweigten dünnen Stachelzweigen hoch in die Baumwipfel klettern und das Dickicht eng verstricken. Auch Baumfarne fehlen nicht, ebenso wenig der echte Tropenschmuck epiphytischer Orchideen. Selbst die sonst vorwiegend südamerikanische Koniferengattung der Araukarien hat in stattlichen Baumformen hier wie im benachbarten Archipel der Papua-Inseln eine Entwicklungsstätte gefunden. Ohne eine einzige deutsche Baumgestalt, sind diese Wälder Queenslands, auf die von den rund 1000 Baumarten Australiens die größere Hälfte entfällt, doch reich an Nutzhölzern; namentlich dient *Cedrela australis*, also eine Gattungsgenossin der mittelamerikanisch-westindischen Zeder, ein schöner Baum mit eschenähnlichem Laub, durch sein mahagonihartes Holz der Möbeltischlerei. Der Flammenbaum (*Brachychiton acerifolium*), eine Bombazee mit bauchig tonnenartigem Stamm, schmückt den Wald durch seine zahllosen Sträuße hochroter Blumen und durch bunte Orchideen in seinem Geäst nebst dem Pandang noch bis Neu-Südwales. Dann aber schwinden die tropischen Anklänge bis auf die dauerbare prächtige *Dicksonia antarctica;* dieser hohe Farnbaum, widerstandskräftig gegen Dürre und mäßige Kälte, steigt in Viktoria und Tasmanien bis auf Gebirgshöhen, wo der Winter schon Frost bringt.

Fig. 111.



Livistona australis.

Allein im australischen Südosten (d. h. in Tasmanien, Viktoria und den Südbezirken von Neu-Südwales) wachsen die beiden größten Eukalypten: der Blaugummibaum (*E. globulus*), der als Fiebervertilger sowie wegen seines schnellwachsenden trefflichen Holzes neuerdings weit und breit in subtropischen Ländern außerhalb Australiens angepflanzt wurde, und die gleichfalls ein ozonisierendes, aromatisch duftendes Öl ausscheidende Mandel-Eukalypte (*E. amygdalina*), der höchste Baum der Erde, da sein einem Riesenmast ähnelnder Stamm über 160 *m* hoch wird. Pflanzengeographisch aber erscheint am merkwürdigsten die Be-

Fig. 112.



Eukalyptenwald mit Kasuarinen und Farnen. (Nach *Tour du Monde*.)

ziehung der Flora dieses Südostens zu der chilenisch-patagonischen. Die immergrünen Buchen, teilweise mit zierlich myrtenähnlichem Laub, bilden auf den Höhen hier wie dort ein ganz absonderliches Florenelement; und wenn wiederum hier wie dort eßbare Cyttariapilze (die australischen Arten sehen wie Himbeeren aus) nur auf den Zweigen immergrüner Buchen vorkommen, wer wollte da von zufälliger Übertragung über die ungeheuern Fernen der Südsee reden? »Vikarierende Arten« finden sich aber auch noch aus anderen Geschlechtern vor; so besitzt Tasmanien ein Geschwister des chilenischen Muermo, der dortigen

Winters-Rinde und in Strauchform ein solches der chilenischen Alercetanne. Von völlig mit dem äußersten Süden Amerikas gemeinsamen Kräutern der kühleren Höhen Südostaustraliens zählt Ferdinand von Mueller nicht weniger als 14 auf.

Jenseits des ostaustralischen Gebirgsbogens liegt der ungeheure Trockenraum des Inneren und des Westens, das Gebiet des Wechsels von Baumsavane, Scrub und dürftiger Steppe. Ein paar Tage Regen genügen zwar meist, um im rasch sich verjüngenden Gras erst die Liliazeen und Orchideen, dann für längere Frist die weißen und gelben Strohblumen der Immortellen zu erwecken; bald indessen liegt wieder versengende Glut auf der trocknen Gräserflur, nur in den Trockenbetten der Flüsse erhält sich das Grün frischer, sie nähren auch wie die in Deutsch-Südwestafrika mannigfaltiges Baumleben mit ihrem Sickerwasser. Auffällig waltet in den dürren Westgegenden die Familie der Kreuzblütler vor; unter ihnen bemerkt man viel gelbblütige Hederiche und unser heimisches Hirtentäschel. Tropische Schopfvegetation wird noch vertreten durch eine Zamia und die den Wendekreis jedoch wohl nirgends überschreitende *Livistona Mariae*.

Fig. 113.



Der Riesenbaum Viktorias (*Eucalyptus amygdalina*).

Mit dem größten Wunder schließt Australien gleichwie Afrika in seinem Südwesten: hier drängt sich hinter einer etwa von der Sharks-Bai nach Südost zu ziehenden Grenzlinie eine auf hohes Altertum zurück-

weisende Masse von Pflanzenarten auf einer uralten Granitscholle zusammen. Ganz wie am Kap sind die Artareale durchweg eng, die Flora wechselt mithin rasch von Ort zu Ort, dabei ist aber die Vegetationsform trotzdem nur die eines eintönigen Buschlandes, erst beim Erblühen erkennt man die das landschaftlich so viel herrlichere tropische Nordost-Australien weit in Schatten stellende Fülle verschiedenartiger Gewächse. Volle 40% der Gesamtflora Australiens sind in dieser Südwestecke vereinigt, und zwar zum weitaus größten Teil Arten, die sonst nirgends mehr vorkommen: meist ganz andere Eukalypten wie im übrigen Australien, eine unvergleichliche Menge von Proteazeen (z. B. Banksien), nahezu der ganze Schatz der gegenwärtigen Erdperiode an Epakrideen und die stark überwiegende Mehrzahl der australischen Restiazeen.

Fig. 114.



Banksia.

XI. Neuseeland.

Neuseeland scheint samt den es umgebenden und ihm floristisch ähnlichen Eilanden von der Norfolk-Insel bis zu den Archipelen von Kermadec, Chatham und Macquarie den Rest einer ehedem größeren Landmasse darzustellen. Sein Pflanzenschatz ist kaum reicher als der Tasmaniens, das doch nur 1/4 seines Areals einnimmt, aber zu 61% endemisch. Eine nähere Beziehung der 1100 neuseeländischen Gefäßpflanzen zur Australflora liegt nicht vor. Es fehlen gänzlich die Eukalypten, phyllodinen Akazien, Kasuarinen; von Epakrideen hat Neuseeland zwar 26 Arten, unter ihnen jedoch nur 4 mit Australien gemeinsam, von Proteazeen und Restiazeen nur je 2. Während in Austalien durchschnittlich 6 Arten auf eine Gattung kommen, zählt man in Neuseeland deren nur 3, wohl ein Beweis dafür, daß Landversenkung ins Meer der Flora viele Einbuße brachte. Außerordentlich reich entfaltet sind die Farne; sie zählen nicht viel weniger Arten als die reichste Familie auch dieser Flora,

die der Kompositen. Umgekehrt sind auffallend schwach die Gräser vertreten, von denen es kaum doppelt soviel giebt wie Orchideen.

Das milde, feuchte Klima kleidet Neuseeland in ewiges Grün; kein Frost, keine Trockenheit entlaubt Baum oder Strauch. An Dichte und mannigfaltiger Mischung stehen die Waldungen den tropischen wenig nach. Es fehlt nicht an lianenartigen Schlinggewächsen, obschon sie nicht immer holzig sind wie die echten Lianen; überraschender Weise begegnet unter ihnen die uns aus dem chilenischen Patagonien bekannte *Luzuriaga marginata* (s. S. 208). Farne stellen zumeist die Aufwachser, nur selten Orchideen. Eine einzige Palme, die mäßig hohe *Kentia sapida*, schmückt noch bis zum 44. Parallelkreis auf Neuseeland wie auf Chatham den Wald, viel öfter wölben ansehnlich große Baumfarne, auch die australische *Dicksonia antarctica*, ihr lichtgrünes Laubdach über dem meist düsteren Grün des Dickichts, dem leuchtende Blütenpracht versagt blieb. Die Koniferen besitzen entweder fiederteilige, fast wie Farnwedel aussehende Blätter, z. B. eine *Phyllocladus*-Art, die in der Sellerie-Fichte Tasmaniens eine Gattungsgenossin hat, oder zypressenartiges Laub wie eine Gattungsgenossin der patagonischen *Libocedrus* und eine hochragende *Podocarpus*-Art oder endlich ein flaches Immergrünblatt gleich den meisten übrigen Holzgewächsen, so die berühmte Kaurifichte *(Dammara australis)*, im Wuchs unserer Edeltanne ähnlich,

Fig. 115.



Eine Urwaldpartie in Neuseeland.

dabei aber ein Riesenbaum, der, ausschließlich in Neuseeland heimisch, leider dem Untergang geweiht ist; er wächst nur noch auf der nordwestlichen Landzunge der Nordinsel, während Massen des geschätzten Kauriharzes im Erdreich der Farnfluren auch der Südinsel die einst viel weitere Verbreitung des edlen Baumes kund thun.

Diese Farnfluren bilden einen Wesenszug der neuseeländischen Landschaft. Sie setzen sich eintönig zusammen aus einer Spielart unseres Adlerfarns, die man ihres stärkemehlhaltigen, deshalb von den eingeborenen Maori zur Nahrung gebrauchten Wurzelstocks halber *Pteris esculenta* genannt hat. Jetzt schwinden die trübgrünen Farnfluren, die sich einst so weit über Hügelland und Niederung zogen, mehr und mehr, um den von Europa hinübergebrachten Wiesengräsern für umfängliche Viehzucht Platz zu machen. Dagegen hat ein anderes, auch allein auf Neuseeland und seinen Inseltrabanten zu findendes Gewächs des offenen Landes wohl noch eine größere technische Zukunft vor sich: der durch äußerst zähe Faser ausgezeichnete neuseeländische Flachs *(Phormium tenax)*, eine Liliazee von agavenähnlichem Typus.

Seltsam genug versetzt uns der neuseeländische Hochgebirgswald ganz ähnlich wie der Gebirgswald in Südostaustralien mit seinen ausgedehnten Beständen immergrüner Buchen noch einmal in den Süden Amerikas, um so mehr als auch der für Patagonien und die Anden bezeichnende Blumenschmuck der Fuchsien und Kalzeolarien dieser alpinen Region nicht mangelt. Teils sind es identische, teils vikarierende Arten, die solche Erinnerungen an das entlegene Südamerika wachrufen. Joseph Hoocker glaubte die Thatsache, daß mehr als 100 Gefäßpflanzen Chile und Neuseeland gemeinsam sind, viele von diesen auch nach Tasmanien und dem südöstlichen Festland Australiens hinüberreichen, nicht anders erklären zu können als durch eine ehemalige Landverbrückung der jetzt durch die Tiefen des südpazifischen Weltmeers getrennten Lande. Indessen gerade die merkwürdige Verzettelung der jetzt nur in den fernen Südlanden vorkommenden Untergattung *Nothofagus* des Buchengeschlechts beruht wohl einfach auf dem Überleben dieser einst viel weiter über die Erde verbreiteten Sippe allein auf jenen südlichen Landmassen: die bereits im Kreidealter vorhanden gewesene Buchengattung spaltete sich nachmals in die beiden Untergattungen *Fagus* im engeren Sinn und *Nothofagus* (nur die letztere hat Arten mit immergrünen oder solche mit sommergrünen, aber doppeltgezähnelten Blättern ähnlich unserer Hainbuche), beide dehnten sich noch während der Tertiärzeit gemeinsam über die südliche Halbkugel aus, wo jedoch dann die Arten der Untergattung *Fagus* aus unbekannter Ursache erloschen und die altertümlicheren *Nothofagus*-Arten, die zum teil der *Fagus Feroniae* des Tertiäralters im Aussehen nahe stehen, allein sich forterhielten. Freilich konnte in früheren Erdperioden, wo noch ein vielleicht Australien an Größe ebenbürtiges Festland bestand, von dem Neuseeland nebst seinen Trabanten den Höhenrest bildet, möglicher Weise auch ein antarktischer nicht vergletscherter Kontinent die hohen

Südbreiten viel vollständiger ausfüllte als die jetzigen etwaigen Restinseln desselben, leichter ein Pflanzenaustausch sich vollziehen durch Vogelflug, Wind und strömendes Meer zwischen Australien, Neuseeland und dem Südhorn Amerikas.

XII. Polynesien.

Die zahllosen Inseln, die zwischen Asien, Australien und Amerika die Südsee durchschwärmen, haben die nächsten floristischen Beziehungen zu Asien, und zwar zum indomalayischen Florenreich, sowohl hinsichtlich der systematischen Zubehör ihrer Gewächse als auch hinsichtlich des Habitus ihrer Vegetation. Wenn sie hier als eigenes Florenreich aufgeführt werden, so geschieht es wegen ihres auch floristisch ausgeprägten Charakters als «ursprüngliche Inseln», die also nie mit einem Festland verknüpft waren.

Die Flora der ganz überwiegenden Menge korallinischer Flachinseln hat kaum etwas Eigentümliches. Ein Spiel der Wogen, bald von der Brandung aufgeschüttet, bald im Sturm oder von einer Seebebenwelle zertrümmert, überziehen sich diese Inselchen immer von neuem mit tropisch üppigem Gewüchs, wofür die Anspülung von Früchten oder Samen durch die Meeresströme und die gleichartig über die ungeheuren Seeflächen verteilten Wasser- und Watvögel sorgen. Vom tropischen Amerika her siedelte sich überall die Kokospalme an. Von Asien stammt die Banane, der Brotfruchtbaum, der Pandang und die an Stelle von Getreide Mehlkost liefernden Knollengewächse (Jams, Bataten, besonders aber Taro, eine Aroidee), bei deren Ausbreitung der Mensch mitwirkte.

Wie ganz indomalayisch die Vegetation der Flachinseln (und unfern dem Strand gleichfalls die der Hochinseln) sich ausnimmt, ersehen wir aus den vorzüglichen Landschaftsbildern von Kittlitz, die hier verkleinert wiedergegeben sind. Sie veranschaulichen uns Gegenden der östlichsten Karolineninsel Ualan oder Kusaie, die auf und an ihrem Flachstrand einen Einblick in die Strand- und Flachinsel-Vegetation der Südsee überhaupt eröffnet, weiter ins Innere hinein dagegen auf ihren Höhen eigentümlichere Gewächsformen vereinigt.

Das erste Bild (Fig. 116) zeigt uns im Hintergrund eintönigeren Mangrovenwald, hier zwar nicht allein aus eigentlichen Rhizophoren zusammengesetzt, aber doch nur aus 2—3 gesellig wachsenden Baumarten, was sonst in den tropischen Niederungen so selten der Fall ist. Wir erkennen auch in diesem Hintergrund aus dem Geäst herniedergewachsene Luftwurzeln sowie Stämme tragende, kegelförmig nach oben zu sich vereinigende Luftwurzeln. Deutlicher beobachten wir beides bei einer echten *Rhizophora* im Vordergrund am linken Bildrand (zur Seite der dickstämmigen *Sonneratia*, die reich mit Ephiphyten besetzt und mit seltsamen Zapfenauswüchsen an ihren Wurzeln versehen ist). Die Sonneratia gehört noch mit zu den Baumarten des Mangrovengürtels; sie verträgt es, wenn die Lagune des hier dargestellten Meeresarms (vor der dichteren Mangrovenwand des Hintergrunds) bei Flut ihre Wurzeln stundenlang unter Salzwasser bringt. Das Wasser des Vordergrundes hingegen ist das eines hier in die Meereslagune mündenden Baches; in ihm sehen wir eine stammlose *Nipa*-Palme wachsen: in der Mitte des Vordergrundes Jugendexemplare, in der rechten Bildecke ein stattlich ausgewachsenes Exemplar; der hohe Baum neben letzterem zeigt die so vielen Tropenbäumen eigenen Stützpfeiler zähen Holzes am unteren Stamm, hier in auffällig schlangenartigen Windungen.

Das zweite Bild (Fig. 117) stellt einen binnenwärts an den Mangrovengütel der Küste anschließenden übersumpften Wald der indischen Banjanenfeige dar. Man gewahrt von den hohen Baumkronen fast nichts, sondern bloß die Stämme nebst den aus dem Geäst entspringenden Luft-

wurzeln, die sich in den Boden einbohren und dann selbst wie Stämme erscheinen. Als Ephiphyten bemerkt man wie auf dem vorigen Bild vorwiegend Farne, kaum eine Blutenpflanze.



Fig. 116. Waldung am Meeresstrande auf der Insel Ualan.
(Nach Kittlitz.)

Das dritte Bild (Fig. 118) führt uns an den Saum des Bergwaldes, dem der Hintergrund schon angehört. Vorn sehen wir an der linken Bildseite einen Brotfruchtbaum, an der rechten

einen Pandang auf Luftwurzelgestell und mit goldgelber kopfgroßer Frucht an der Spitze eines der sparrig gestellten Äste. Vor und etwas links von dieser *Pandanus odoratissima* erhebt eine Banane ihre hohen Schaufelblätter, ein zweites Exemplar steht links, nahe dem Laubwerk

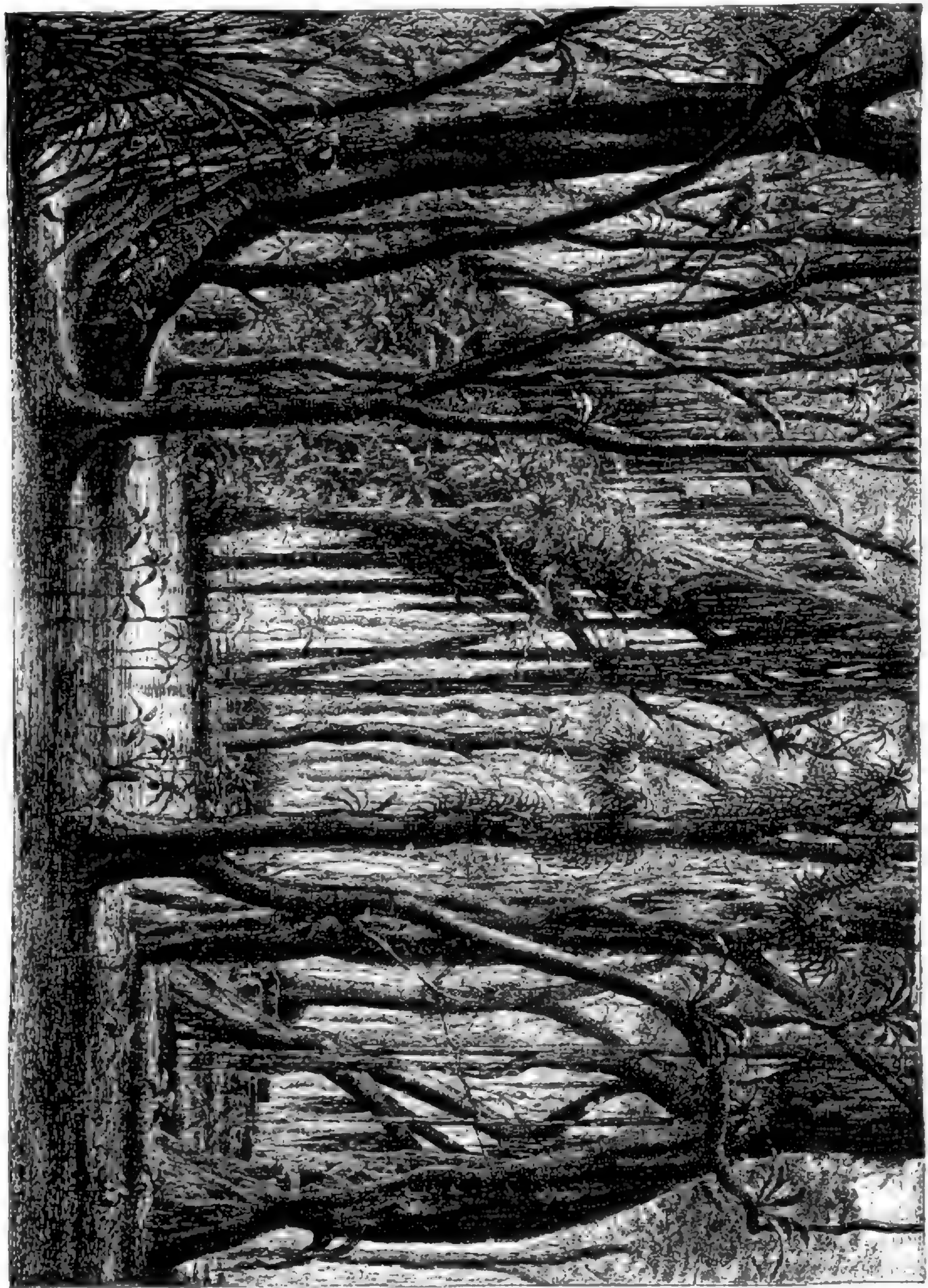


Fig. 117. Sumpfwald mit Banjanen auf der Insel Ualan. (Nach Kittlitz.)

des Brotfruchtbaums. Die Mitte des Vordergrundes schmücken Tarostauden von doppelter Mannshöhe, und ein wenig links von der Bildmitte erblickt man den zierlichen Schirm eines Farnbaums, wie solche weiter hinauf im Bergwald häufiger gesehen werden.

Die vulkanischen **Hochinseln** verhüllen gleich den Korallenbauten Polynesiens hinter der tropischen Fülle und Gestaltenschönheit ihrer



Fig. 118. Waldrand im Innern der Insel Ualan. (Nach Kittlitz.)

Pflanzendecke die den ursprünglichen Inseln im Gegensatz zu neueren festländischen Abgliederungen oder Festländern selbst eigene Armut an

Arten. Aber sie unterscheiden sich von jenen doch durch etwas größere Artenfülle, mehr noch durch großen Endemismus und viel bunter zusammengewürfelte Flora. Der hawaiische Archipel, nächst dem der Fiji-Inseln der arealreichste, vielleicht auch schon sehr alt, jedenfalls von allen der höchstragende, beherbergt doch nur 669 Gefäßpflanzen, von denen jedoch 3/4 ausschließlich hier wachsen und volle 21 % aus Gefäßkryptogamen bestehen (122 Farnen, 18 Lykopodiazeen). Der Sondercharakter der hawaiischen Flora besteht aber keineswegs darin, daß sich wie auf den australischen Papua-Inseln zum tonangebenden indomalayischen Element nebensächlich ein australisches gesellt, auf Hawaii vertreten durch einige Epakrideen, ein paar mit australischen verwandte Myrtazeen und den herrschenden Waldbaum, die Koa-Akazie mit nahezu phyllodiner Blattbildung; vielmehr spielt das amerikanische Element eine noch wichtigere Rolle als das australische, manche andere endemische Hawaiiform ist ohne nachweisbare Beziehung zu den die Südsee umgebenden Festlanden (hier also vermutlich inzwischen ausgestorben); manche Arten sind fast ubiquitär wie unser Wurm- und Adlerfarn, andere wieder kommen nur noch auf weit entfernten Inseln wie Ceylon und Madagaskar vor oder höchstens außerdem noch an festländischen Küsten. Letzterer Umstand weist auf Vogelflug oder auf Übertragung von Samen durch strömendes Seewasser, von Sporen (auch sehr leichten Gesämen) durch den Wind, der an Küsten und auf Inseln stärker weht. Fälle indessen, wo ausschließlich Inseln anderer Ozeane mit Hawaii eine gleiche oder nahe verwandte Pflanzenart teilen, läßt wiederum auf inzwischen eingetretenes Erlöschen der Stammart im Festlandbereich schließen. Am weitesten fliegen die Sporen; daher sind Landkryptogamen weitweg über die größten Ozeane verbreitet, schmücken Farne alle Hochinseln der Südsee, Farnwälder ihre obersten Gebirgszinnen, falls sie nicht wie auf Hawaii zuletzt in öde Lavafelder übergehen. Manches Gewächs naturalisierte sich unverändert, z. B. die chilenische Erdbeere auf den Hawaiischen Inseln, andere änderten ab, wie daselbst die amerikanischen Lobeliazeen, eine im System den Glockenblumen zur Seite gestellte Familie milchender Pflanzen, die auf der Hawaiigruppe zusammen mit Veilchen- und Kompositenarten endemische Sträucher oder Bäume wurden. So zählt diese im äonenlangen Lauf der Erdgeschichte mosaikartig zusammengescharte und gemodelte Flora der polynesischen Vulkaninseln im Mittel nicht voll 3 Arten auf je eine Gattung, und nur am Strand zeigen sich die allgemein, auch auf den Flachinseln vorkommenden Südseegestalten, voran die Kokos. Begleitet uns auch der wesentlich gleiche tropische Waldtypus mit seinen Lianen und Epiphyten, seinen Palmen und Pandangs, seinen Bambusen, Farnen und wild wuchernden Bananen in bachdurchtoster Schlucht nach allen Hochinseln, so ist gleichwohl die taïtische von der samoanischen Flora, die der Fijigruppe von der Hawaiis im einzelnen verschieden. Teilweise mag das verursacht sein durch die verschiedene Auslage zu Bezugsquellen der Flora, Hawaii z. B. hat eine

größere Zahl amerikanischer Typen, die Fiji-Inseln sind die einzigen in ganz Polynesien mit Koniferen, sie besitzen eine eigene Art von Dammara wie die benachbarten Australinseln und Neuseeland; anderenteils wird sich darin wie bei den andinen Vulkangipfeln das Migrationsgesetz bethätigen, wonach die nämliche Art, an getrennten Wanderzielen angelangt, verschiedenartige Formen erzeugt, die sich unter Ausschluß der Kreuzbefruchtung durch nicht abgeänderte Individuen der Stammart auch erhalten.

XIII. Die Meere.

Die Flora der Meere ist streng gesondert von der des Landes; sie besteht ausschließlich aus Seegräsern und Algen, von denen die ersteren allein an den Küsten wachsen, die letzteren teilweise auch frei im Meer treiben. Gemäß dem offenen wechselseitigen Zusammenhang, in dem alle Ozeane von jeher gestanden haben, und gemäß der Wesensgleichheit ihrer Naturbeschaffenheit ist die marine Pflanzenwelt weit gleichartiger von Meer zu Meer als die des Landes von einem Erdteil zum anderen. Die Gewächse unterhalb der Strandlinie irgend einer tropischen Küste gleichen denen auf dem unterseeischen Sockel Skandinaviens oder Alaskas ungleich mehr als diejenigen oberhalb der Strandlinie in den nämlichen Erdräumen sich unter einander ähneln.

1. Seegräser.

Die Phanerogamen sind im Weltmeer bloß durch 27 kleine, in ungeheurer Individuenzahl gesellig lebende Monokotylen vertreten, die unterseeische Wiesen am Strand erzeugen und nach ihren grasartigen Blättern den Namen Seegräser erhielten; 1/3 derselben gehört in die Familie der Hydrocharideen, 2/3 in die der Potameen wie das allbekannte norddeutsche Matratzenseegras (*Zostera marina*) und die Posidonien der südlicheren Meere, diese größten breitblättrigsten Seegräser mit dickem Wurzelstock, der nicht so weit kriecht wie der der meisten andern Seegräser, sondern mit seinen kurzen Verzweigungen einen dichten Rasen bildet.

Nur selten in größerer Meerestiefe als 10 *m* gedeihend, haben diese unscheinbaren Pflanzen, wie ihr Erforscher Paul Ascherson richtig erkannt hat, ein nicht geringes pflanzengeographisches Interesse. Denn da sie auf Tiefseeboden nicht leben können, auch über weite Tiefseeflächen hinaus sich nicht leicht zu verbreiten vermögen, weil abgerissene Pflanzen oder ausgestreute Samen auf dem weiten Weg im Seewasser verkommen müßten, so ist eine regelmäßige Verbreitung nur längs Flachküsten oder über schmalere Meeresarme denkbar. Die Hydrocharidee *Halophila ovalis* geht z. B. um alle Küsten des indischen Ozeans, durch die malayische Flachsee bis nach China, um ganz Australien herum und bis nach der Tongagruppe. Die Potamee *Cymodocea manatorum* ist offenbar durch den Golfstrom von ihrer westindischen Heimat nach den Bermudas

gelangt. Vermutlich hat dieselbe Strömung auch dazu beigetragen, daß *Zostera marina* von der Ostküste Nordamerikas nach Island und um alle atlantischen und arktischen Küsten Europas ausgebreitet ist; rätselhaft aber bleibt, warum diese bekannteste Seegrasart am Mittelmeer nur den europäisch-kleinasiatischen Norden bewohnt. Auf der Vegafahrt wurde ihr Fehlen am sibirischen Küstensaum festgestellt; da sie aber plötzlich wieder auftritt von der Beringstraße bis nach Kalifornien und bis nach Japan, so fragt es sich, ob das nördliche Eismeer (dem gleich wie dem südlichen sonst, so viel wir wissen, jederlei Seegras mangelt) das atlantische und pazifische Verbreitungsgebiet durch die Sunde des arktischen Amerika hindurch verknüpft, oder ob *Zostera marina* zwei getrennte Wohnräume besitzt. Das zarteste, schmächtigste aller Seegräser, *Zostera nana*, kommt sogar in drei einander ganz fernen Räumen vor: in Japan, in Madagaskar nebst dem festländischen Südostafrika bis über das Kap hinaus und um die Küsten Mittel-, West- und Südeuropas, ja über das schwarze Meer hinaus bis zum kaspischen (ein neuer Beweis des früheren Zusammenhangs der beiden Seebecken). Ein anderer überraschender Fall der Zertrennung durch tiefes Meer betrifft die allein südhemisphärische *Zostera Mülleri*: diese südlichste aller bisher bekannt gewordenen Seegrasarten wächst um die Südhälfte Australiens rings herum, in Tasmanien und in Chile.

Fig. 119.



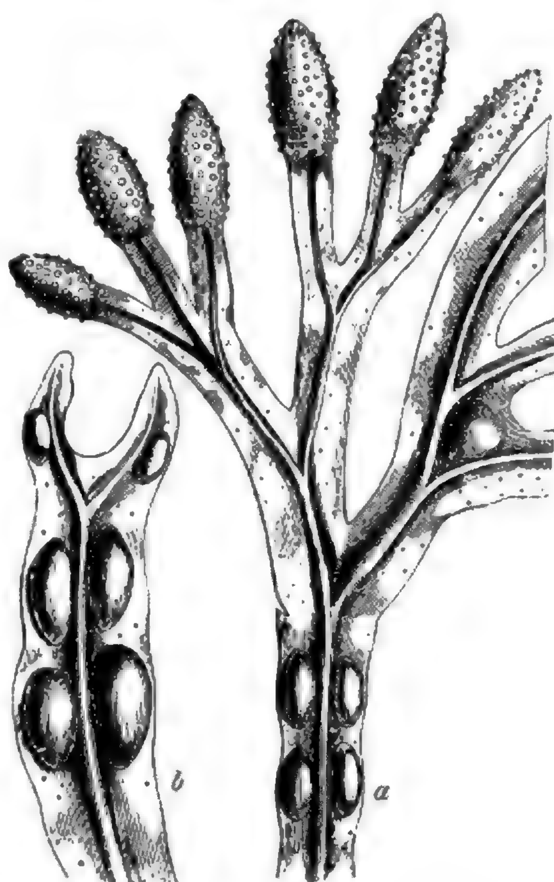
Südliches Seegras (*Posidonia Caulini*).
a Blühende Pflanze, *b* Wurzelstock.

Wie *Zostera nana* bei vollkommener Identität im kaspischen und im pontischen Gewässer die Jugendlichkeit der Abschnürung dieser beiden Becken von einander beleuchtet, so ist das weit höhere Alter der Suezschranke erwiesen durch gänzliche Scheidung der Seegräserflora des Mittelmeers und des indischen Ozeans mittelst dieser Bodenschwelle. Und wenn die zierliche *Cymodocea nodosa* des Mittelmeers der *Cymodocea rotundata*, die sich vom Bismarck-Archipel längs den Küsten des indischen Weltmeers bis in den Suezgolf ausdehnt, so sehr ähnelt, so weist das wieder einmal darauf hin, daß Gattungstypen älter sind als die heute ihnen angehörigen Arten: die *nodosa* wird sich aus der *rotundata* als deren nordwestlicher Ausläufer differenziert haben seit Entstehung der Suezenge.

2. Seealgen.

Seealgen oder Tange bevölkern die Meere seit den entlegensten Erdperioden in Tausenden von Arten. Die größeren Formen mit äußerst mannigfaltig gestaltetem, oft blattähnlichem oder scheinbar in Stengel und Blatt geteiltem Thallus wachsen auf dem Boden der Meere dicht am Strand, viele sogar zwischen Flut- und Ebbespiegelhöhe, sodaß sie wie die meisten Seegräser alle Tage stundenlang vom Wasser verlassen werden, andere bis 20 oder 30 *m* unter den Ebbestand des Meeres, wenige bis 100 *m* tief; unter dieser Marke trifft man kaum irgendwo auf neue Küstenalgen, doch gehen einige jener tieferen Stufe noch bis in die lichtarmen Tiefen von 300, 360 *m*; tiefer hat man wohl noch nie festgewachsene Tange angetroffen.

Fig. 120.



Blasentang *(Fucus vesiculosus)*.
a ein fruchttragender Zweig, *b* unfruchtbares Lager mit Luftblasen.

Die Lehre von der räumlichen Ausbreitung der Meeresalgen ist erst im Werden. In den nordischen wie in den antarktischen Meeresteilen walten die Brauntange vor, besonders Fukus- und Laminaria- oder Bandalgen; letztere bilden mit ihren bisweilen baumhohen, lederharten Thallusgestalten wahre unterseeische Wälder. Das Treibeis gestattet freilich nur wenigen, vorzüglich widerstandskräftigen Arten der Polarmeere die oberste Zone oberhalb des Ebbeniveaus einzunehmen, aber weder Kälte noch winterliche Lichtarmut thut den Seealgen Eintrag, die im hohen Norden wie im fernsten Süden gerade massenhaft und fröhlich gedeihen. Kjellman sah im völligen Winterdunkel Spitzbergens die Tange rüstig weiterwachsen. Bemerkenswert dünkt die tiefe Verschiedenheit unserer nordischen von der antarktischen Tangflora; nur dieser ist die riesenhafte Laminaria *Macrocystis pyrifera* eigen, die am Saum der eigentlichen Südpolarlande wie an den Feuerlandküsten ihre Scheinstämme mit Tausenden dicht gestellter Schmalblätter Hunderte von Metern weit fluten läßt. In die wärmeren Meeresteile dringen jene Bandalgen kaum ein; diese «tropischen» Meeresprovinzen (gerechnet ungefähr von 40° N.- bis 40° S.-Br.) haben dafür eine viel reichere Entfaltung der zarteren Florideen von roter,

violetter und bläulicher Färbung voraus und sind die Hauptheimat der vielgestaltigen **S a r g a s s o gruppe aus der Ordnung der Brauntange.**

D r u d e unterscheidet als tropische Küstenalgengebiete das atlantische, indische, pazifische und das durch hervorragenden Reichtum an Tangen eine abgesonderte Stellung fordernde australisch-neuseeländische. Vielfach

Fig. 121.

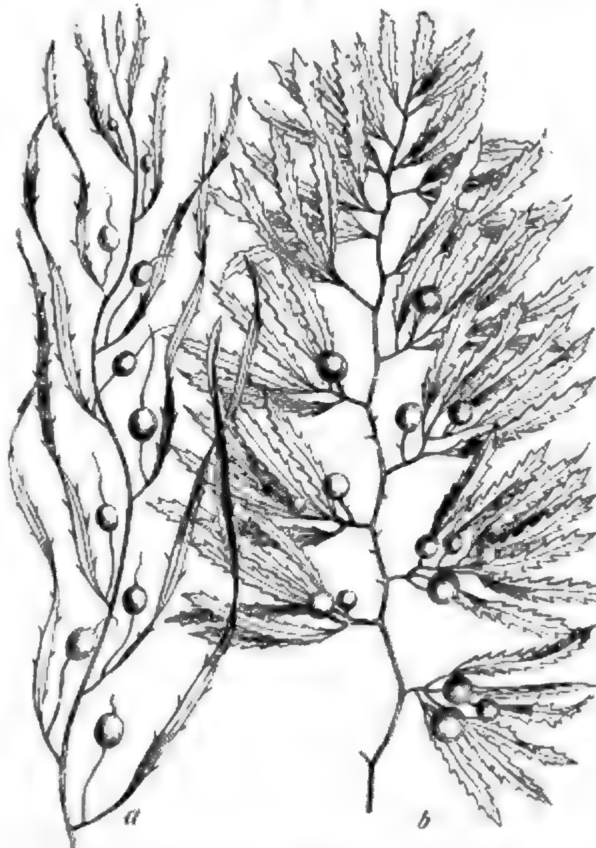


Riesentang (*Macrocystis pyrifera*). Daneben: Luftblase und blattähnlicher Teil.

entziehen sich zur Zeit noch die Ursachen der Seealgenverbreitung im einzelnen unserer Einsicht. Man weiß z. B. nicht, warum die portugiesische Küste eine wesentlich andere Tangflora besitzt als die der Normandie, während man bei den Antillen zahlreiche Algen des roten Meeres findet, die hingegen nirgends im Mittelmeer vorkommen.

Nicht zu verwechseln mit den Massen von der Küste abgerissener Tange (hauptsächlich Sargassoarten), die in stilleren, von Meeresströmen umkreisten Seeflächen als «Krautwiesen» treiben, sind die freischwimmenden Seealgen mikroskopischer Kleinheit, das pflanzliche «Plankton». Manche von ihnen haften eine Zeit lang epiphytisch an Küstentangen und treten erst nachmals ins freie Meer über; andere sind von Anfang an Hochseebewohner. An Individuenzahl übertreffen diese vereinzelt oder in Kettenkolonieen die Meere durchschwärmenden einzelligen Algen vielleicht alle anderen Pflanzenarten; zu Milliarden schöpft man sie noch aus beträchtlichen Seetiefen, bis zu denen man früher gar kein Pflanzenleben vermutete wegen der Finsternis. Selbst eine chlorophyllhaltige grüne Alge, die kugelrunde ***Halosphaera viridis***, lebt bis zu 2000 *m* Tiefe im Ozean. Besonders zwei Ordnungen bilden das Algen-Plankton: die kieselreichen, so mathematisch regelmäßig geformten Diatomeen und die ganz seltsam unregelmäßig gestalteten, wie mit Peitschenanhängseln versehenen Peridineen. Beide sind weit massenhafter vorhanden in den kalten Meeresströmen und mindern sich bei allzu schwachem Salzgehalt, weshalb sie viel reichlicher in der westlichen als in der östlichen Ostsee gefunden werden. Die kalte Strömung an der Ostküste Nordamerikas ist grünlich von der Unmenge in ihr treibender braungelblicher Plankton-Algen, der Golfstrom und vollends das Mittelmeer zeigen das reinere Blau des algenarmen wärmeren Seewassers.

Fig. 122.



a Spitzblasiger Beerentang (*Sargassum bacciferum*).
b Stachliger Beerentang (*Sargassum podacanthum*).

Dritter Abschnitt:

Faunareiche.

I. Nordpolarlande.

Innerhalb des waldleeren arktischen Raumes haben 10 Landsäugetierarten eine vollkommen zirkumpolare Ausbreitung. Voran steht der Eisbär, der an allen Nordpolarküsten auftaucht, wo Seehunde, seine Hauptbeute, vorkommen und wohin ihn das für seine Beutezüge gewählte Floß, die Eisscholle, trägt. Er wird daher sicher auch die Gegend um den Nordpol bewohnen; hingegen sieht man ihn nicht zwischen Island und Norwegen bis zur Bäreninsel, weil in diesem Teil des Nordmeers die Golfströmung keine Eisschollen duldet. Dem Eisbären gesellt sich der Eis- oder Polarfuchs, auch er ein Eisschollenfahrer, folglich gleichfalls ohne Polargrenze. Bloße Landbewohner, aber ebenfalls echte Polartiere sind der Halsband- und Ob-Lemming, gesellig lebende kleine Nager, die den waldlosen Norden Europas, Asiens und Amerikas in großer Zahl bevölkern; nur der Ob-Lemming reicht ein wenig ins äußerste Waldland hinein.

Die letzte rein polare Säugerart ist der merkwürdige Moschusochse, zur Zeit zwar nur noch an den Küsten des nördlichsten Grönland, auf dem arktischen Archipel im Westen von Grönland sowie im waldlosen Gebiet zwischen dem Mackenziestrom und der Hudsonsbai, früher jedoch auch auf der Ostfeste im hohen Norden weit verbreitet, ja während der Eiszeit bis nach Deutschland.

Der Schneehase hat seine ebenfalls in der Eiszeit erlangte Südverbreitung glücklicher als der Moschusochse behauptet, er dringt zumal in Asien und Europa weit in das Waldland vor, lebt in Restbeständen sogar auf den britischen Inseln, in den Alpen, den Pyrenäen, im Kaukasus und Tianschan; dennoch ist seine eigentliche Heimat offenbar die Arktis, wo er auf Grant-Land und Franz Josefs-Land weit über den 80. Parallelkreis hinaus gefunden wurde. Auf manchen Inseln, z. B. auf Spitzbergen, fehlt der Schneehase ganz, da er seine Ausbreitung über die Festlandküste hinaus nur dem Zufall, einem zugefrorenen schmaleren Sund oder einer unfreiwilligen Treibeisfahrt verdanken wird, auf der man ihn schon fern von jedwedem Land betroffen hat.

Dagegen ist das Renntier ein Einzügling aus dem die Arktis umgebenden Waldraum. Als einziger von allen Hirschen vermochte das Renn auf die Tundra überzutreten und hier heimisch zu werden, weil es hier sein Futter, die Renntierflechte, wie auf dem Waldboden vorfand. Vom amerikanischen Festland ist es über die winterlichen Eisbrücken nach dem vorgelagerten Archipel bis nach Grönland gelangt, vom russischen Festland nach Nowaja Semlja. Nach Island brachte erst der



ÜBERSICHTSKARTE DER FAUNAREICHE

Mensch das Renntier im Jahr 1770 (doch war es ehemals dort schon heimisch gewesen), auf Franz Josefs-Land fehlt es; nach Spitzbergen, wo es wie sonst nirgends bis an den 80. Parallelkreis heranreicht, scheint es auf Eisschollen verschlagen worden zu sein, gewiß nicht von Skandinavien oder Nowaja Semlja aus, denn von dort würde es auch seinen dortigen argen Peiniger, die Bremse, mitgebracht haben. Das Renn, von Haus aus ein Waldtier wie die übrigen Hirscharten, wird einmal ein ausschließliches Polartier werden, falls seine Vernichtung im außerarktischen Raum so fortschreitet wie bisher.

Endlich schlichen sich noch drei Raubtiere aus dem angrenzenden Waldgürtel in die Polarkalotte ein: der Wolf und der Fjällfraß als Verfolger des Renns, das Hermelin als Verfolger der Lemminge.

Nicht so vollkommen zirkumpolar wie die Säugerfauna ist die der arktischen Vögel. Torell zählt unter 159 Arten 69 auf, die sowohl Amerika als Europa angehören, darunter unser Kolkrabe, die Eidergans, der isländische Falke. Ungeheuer massenhaft werden die Polarlande in ihrer kurzbemessenen Sommerzeit von Vogelscharen aus südlicheren Breiten, zumeist von Schwimm- und Watvögeln besucht, um dort in Ruhe zu brüten; namentlich die Schmalsimse steiler Küstenfelsen, zu denen der Polarfuchs nicht klettern kann, von denen aus aber der unermessliche Futtervorrat an Seetieren leicht zu erreichen ist, wimmelt dann von Vögeln, besonders von Lummen, Enten, Gänsen und Möwen; trotz Schneeschmelze und Regen tragen daher Inseln wie Spitzbergen und Kolgujew Guano. Von zirkumpolar verbreiteten Vögeln der Arktis ist die Schneeammer gleichfalls nur Gast vom Frühling bis zum Herbst, selbst die Schneeeule zieht im Winter südwärts; dagegen ist das Schneehuhn ein polarer Standvogel, obwohl ähnlich dem Schneehasen weit auch über das Waldland verbreitet und wie jener in sporadischer Erhaltung aus der Eiszeit noch gegenwärtig auf den britischen Inseln wie in den Alpen heimisch.

Reptilien, die Freunde von Hitze und Trockenheit, vermißt man so gut wie ganz. Auch die an Kälte und Feuchtigkeit weit besser anpassungsfähigen Amphibien sind selten und nur festländisch. Unser brauner Frosch geht z. B. bis an die Eismeerküste, indessen nicht hinüber nach Island oder Spitzbergen. Unter den Fischen fehlen die Karpfen und ihre näheren Verwandten; dafür schwimmen zahlreiche Lachse in die Flüsse und Binnenseen hinauf um zu laichen; so in Island, auf Nowaja Semlja. Weit durch die Polarwelt, bis nach Grönland, findet sich unser Stichling.

Von Gliedertieren scheinen die Spinnen den Nahrungsmangel hochnordischer Lande besser auszuhalten als Insekten; man gewahrt sie noch mitten im grönlandischen Inlandeis auf den aus ihm hervorragenden Felsen der Nunataker. Nach dem hohen insularen Norden mindern sich die Insektenarten rasch, obwohl im Schein der nicht untergehenden Sommersonne dichte Mückenschwärme überall so zur Last fallen wie die Moskitos unter den Tropen. Auch an Artenzahl walten die Zweiflügler

in der arktischen Insektenfauna durchweg vor, auf Nowaja Semlja z. B. machen sie von den 147 Insektenarten 55% aus: Käfer besitzt Nowaja Semlja noch 15, Schmetterlinge 5, Spitzbergen von beiden nichts, jedoch noch zahlreiche Zweiflügler. Letztere eignen sich darum besser für die kärgliche Kürze des Polarsommers, weil sie den Larvenzustand rascher als andere Insekten durchzumachen pflegen.

Die ganz wenigen und kleinen Schnecken des arktischen Gebiets scheinen nirgends ursprüngliches Eigengut, sondern durch den Vogelflug dorthin verschleppt zu sein. Teils sind es unscheinbare Landschnecken, die besonders Feuchtigkeit lieben, teils Teichschnecken, so die zirkum-

Fig. 173.



Lemminge und Schnee-Eule, rechts der Bussard.

polare *Physa hypnorum*, die, bis nach Südeuropa verbreitet, noch auf der Taimyr-Halbinsel lebt, wo das zarte Tierchen kaum dritthalb Monate zu Wachstum und Fortpflanzung benutzen kann, die ganze übrige Zeit im Eis eingeschlossen scheintot zubringt.

Gerade der Kampf mit der lebenbedrohenden arktischen Natur macht alle diese Tiere so anziehend. An Nahrung bietet nur das Meer die Fülle; sie wird vornehmlich von der Unmasse der Strandvögel verwertet, mittelbar von Eisbär und Polarfuchs; bloß die Renntierflechte nährt das Renn, mittelbar also auch Wolf und Fjällfraß; die geringen übrigen Landpflanzen genügen für einige Insekten und Schnecken, bilden mehr durch ihre unterirdischen Teile die Kost der Lemminge. Durch vorzüglich

dichten Pelz halten sich die Säuger warm, durch dichteste Befiederung bis an die Zehenspitzen das Schneehuhn. In der kurzen Sommerfrist wird zumal von den Säugetieren durch fast unablässige Nahrungsaufnahme eine dicke Specklage unter der Oberhaut erzeugt, die als Wärmeschutz dient, vornehmlich jedoch die Kosten des innerlichen Stoffumsatzes begleichen hilft während des Darbens im Winter.

Die Schneeeule nutzt ihr im Dunkeln noch scharf sehendes Eulenauge tüchtig zum Schaden der armen Lemminge aus, hat jedoch wie keine andre Eule ihr Auge zur vollen Sehkraft auch bei Helligkeit entwickelt, da sie sonst während des monatelangen Sonnenscheins im Sommer verhungern müßte.

Die Schutzfarbe, das Weiß, wird vom Schnee bestimmt. Das Schneehuhn behält in der Arktis auch im Sommer sein schneeweißes Federkleid, Schneeeule nebst Schneeammer legen ein solches beim Verweilen daselbst an. Der Eisbär trägt ausschließlich die Farbe seines Reiches; das Hermelin, das in Italien stets braun bleibt, bewahrt hier im Gegenteil sein Weiß auch während des immer noch schnee- und eisreichen Sommers, um gleich der Schneeeule die Lemminge um so sicherer zu fangen, und diesen wehrlosen Nagern dient wie den Schneehasen das weiße Fell wieder zur Deckung vor seinen Bedrängern. Sogar unser Wolf wird im arktischen Schnee weiß; und daß der meist weiße Polarfuchs von dunkelfarbigen Vorfahren abstammt, mithin einstmals von außen in diese Schneezone eingedrungen ist, scheint seine blaue Spielart anzudeuten, die sich besonders dort erhalten hat, wo (wie auf manchen Inseln) die Beute hauptsächlich aus Tieren des Meeres oder des Strandes besteht, bei deren Anschleichen also die weiße Farbe eher den Verräter spielen würde.

II. Nordisches Wald- und Steppenland der Ostfeste.

Außerhalb des arktischen Raumes setzt in der Fauna noch früher als in der Flora die Verschiedenartigkeit zwischen Ost- und Westfeste ein. Sie macht sich bereits im nordischen Gürtel stärker geltend. Eng mit einander verbunden sind nur der europäische und der asiatische Anteil an demselben.

Hier herrscht durchweg eine der deutschen verwandte Tierwelt. Gegenüber der polaren ist sie weit reicher; ganze Tierfamilien und Tierordnungen treten neu ein, darunter die Insektenfresser, die Fledermäuse und natürlich die waldbewohnenden Singvögel, auch die Geier, ja eine ganze Tierklasse, die Reptilien (Schlangen, Eidechsen, von den Schildkröten wenigstens unsere Süßwasserschildkröte, *Emys europaea*). Nicht allein das günstigere Klima und die aus der ungleich reicheren Vegetation stammende Nahrungsfülle verursacht diese gesteigerte Mannigfaltigkeit der Fauna; zu ihr trug auch der weitgedehnte Grenzzug im Süden das seine bei, den die Tierarten der benachbarten Faunareiche unschwer zu überschreiten vermochten, weil er, abgesehen vom schwarzen

Meer, nur festländisch verläuft und meist keine schroffe Klimascheide bildet. Das beeinträchtigte allerdings die Selbständigkeit dieses Faunareichs, das wohl eine Anzahl ihm eigener Gattungen, aber keine einzige nur ihm angehörige Ordnung von Tieren aufzuweisen hat. Der volle Landzusammenhang zwischen dem kleinen europäischen Westen und dem großen asiatischen Osten des Reichs beförderte auch innerhalb desselben die Tierausbreitung, wobei der Wanderzug wohl zumeist von Asien nach Europa sich richtete, sei es daß beim Abschmelzen des Inlandeises während der mehrfachen Eiszeiten neue Landflächen zum Besiedeln sich darboten, sei es, daß einbrechendes Steppenklima das Heer der kleinen Nager und die Saiga-Antilope aus den asiatischen Steppen bis nach Frankreich lockte oder irgend ein Zufall das labile Gleichgewicht der Organismenverbreitung im einzelnen störte. Erst 1727 führte solch ein unbekannter Zufall die danach so genannte Wanderratte aus Asien durch die offne Ebene am Nordufer des kaspischen Sees nach Europa, wo sie die kleine, dunklere Hausratte verdrängte und noch gegenwärtig weiter verdrängt.

Unter den fleischfressenden Raubtieren ist oder war durch das ganze europäisch-asiatische Waldland verbreitet der braune Bär, über Wald- und Steppenland der Wolf; ihnen reiht sich der Fuchs und aus dem Katzengeschlecht der Luchs an. Von langstreckigen Raubtieren genießen noch ziemlich allgemeine Verbreitung Dachs, Marder, Wiesel, Iltis, Hermelin, Fischotter, von Insektenfressern Igel, Maulwurf, Spitzmäuse. Unter den Wiederkäuern sind die Boviden (Rind, Schaf, Ziege) gut vertreten, die Antilopen weniger als die Hirsche, von denen das Elen wie das Renn noch zahlreich dies- und jenseit des Ural lebt, jenes aber nicht so weit nordwärts reicht wie dieses. Von den Dickhäutern begegnet nur das Wildschwein hier im Naturzustand. Von den Nagern sind Ratten und Mäuse für dies Faunareich bezeichnend (unsere Arten dieser beiden Gattungen sind von hier aus durch die Schiffahrt erst Kosmopoliten geworden), ferner das Eichhörnchen, unser Hase, der durch den Menschen jetzt fast ganz auf Osteuropa und Sibirien beschränkte Biber und der Hamster. Letzterer hat sich seit der Steppenzeit zwar aus dem feuchten und somit waldreicher gewordenen Westeuropa zurückgezogen, sich jedoch als echtes Steppentier z. B. im deutschen Waldland infolge der umfassenden Verwandlung desselben in Ackerfelder (also künstliche Steppe) geradeso häuslich eingerichtet wie der russische Ziesel sich aus der südrussischen Steppe in die Getreidefelder des mittelrussischen Waldgürtels einnistete. Unter den Vögeln ist unser Faunareich besonders reich an Singvögeln, unter den Fischen an Zypriniden (Karpfenartigen) und Esoziden (Hechtartigen). Von den an Artenzahl auch hier alle anderen Tierklassen weit übertreffenden Insekten ist vorzugsweise die Käferfauna ausgezeichnet durch stärkeres Vorwalten der Laufkäferfamilie als irgendwo sonst auf Erden (Deutschland allein zählt unter seinen rund 7000 Käferarten etwa 1000 Karabiden). Ähnlich ragt unter den Schnecken die

Helix-Gattung hervor wie an Artenfülle so an Größe der Gehäuse.

Europa besitzt unter seinen Säugetieren nur zwei ihm eigentümliche Gattungen: die monotype der Gemsen und die aus zwei Arten bestehende des Bisamrüßlers. Die Gemse gehört in die Gruppe der Antilopen, bewohnt allein die höheren Gebirge Europas und den Kaukasus, woselbst sich auch die letzten frei lebenden Reste des noch in geschichtlicher Zeit weit durch Europas Wälder zerstreuten Wisent finden, während der Steinbock des Kaukasus eine andere Art bildet als die fast ganz ausgerottete Steinbockart unserer Alpen, auch Hirsch und Reh kaukasische Sonderformen darstellen (nur noch außerdem in das Südgebirge der Krim verbreitet). Die seltsamen spitzmausähnlichen Bisamrüßler oder Moschusratten leben in zwei weit getrennten Gebieten: die eine Art an den Ufern der französischen Pyrenäenflüsse, die andere, der Desman, an und in den Gewässern des Don wie der Wolga. Von den Marderartigen ist der wegen seines Pelzes so geschätzte Nerz ausschließlich europäisch; er reicht jetzt noch westwärts bis Mecklenburg, indessen wie seine Lieblingskost, unser Flußkrebs, nicht über den Ural hinaus. Unsere Hirsche und Rehe gehen aus unbekannten Ursachen nicht einmal bis ins innere Rußland; die ihnen sehr nahe verwandten sibirischen Formen streiften jedoch mindestens noch im vorigen Jahrhundert über das südliche Uralgebirge ins Wolgagebiet. Das Kaninchen, eine ursprünglich bloß mediterrane Tierart, gelangte durch Jagdliebhaber im Verlauf des Mittelalters bis auf die britischen Inseln und zu uns, hat sich indessen in Nordeuropa nicht einbürgern lassen.

Fig. 124.



Südrussischer Bisamrüßler (Desman).

Innerhalb der Steppen, die von Südrußland bis an den Altai führen, giebt es keine Faunagrenze zwischen Europa und Asien. Bezeichnend sind für diese wie für alle Steppen die Nager, denn ihnen bewahren die Steppenpflanzen durch ihre unterirdisch fortlebenden Organe

Sommer wie Winter Nahrungsvorrat. Zahllose Ziesel und Erdhasen bewohnen den waldleeren Raum, letztere mit ihren kräftigen, langen Hinterbeinen hüpfend wie Kängurus; der Bobak, Gattungsgenosse des Murmeltiers der Alpen und Karpaten, baut Tausende von Maulwurfshugeln vor seinen Erdhöhlen; unser Hamster, auch unser Hase haben hier Standquartier. Die mehr einem Schaf ähnelnde Saiga geht zur Zeit nicht über die untere Wolga nach Westen. Aus der Vogelwelt sind heimisch Kuckuck, Wiedehopf, mehrere unser Lerchen- und Taubenarten, vor allem aber die Großtrappe, dieser hühnerähnliche Laufvogel schwerfälligen Fluges, der in seiner Verbreitung bis zu uns

Fig. 125.



Saiga-Antilope.

gleich Feldlerche und Hamster beweist, wie manches Steppentier wohl an offene Flur, aber nicht an Steppenklima sich bindet.

Der Waldgürtel Sibiriens und der Mandschurei besitzt auch wie der europäische eine Marderart für sich: den Zobel, der sich mit anderen Pelztieren, so dem braunen Bär, bis nach Sachalin ausbreitet. Daß Hirsch und Reh ein wenig variieren gegenüber den europäischen Formen, mit denen sie sich heutzutage nicht berühren, wurde schon erwähnt. Dagegen gleichen einander die von den Artgenossen in Nordeuropa räumlich nicht getrennten Tiere (wie Elen, Renn, Eichhörnchen, Fjallfraß, Hermelin) vollkommen. Die Gebirge Sibiriens beherbergen den sibirischen Steinbock und ein stattliches Wildschaf mit ge-

wundenen Hörnern, das Argali. Das nur asiatische Moschustier geht von Zentralasien nach der Mandschurei und Ostsibirien bis zur unteren Tunguska. Das gefürchteste Raubtier Asiens, der Tiger, ist sogut zu Hause unter dem Tropenhimmel Indiens wie am Amur und in Südsibirien, weicht überhaupt nur im Südwesten des Erdteils dem Löwen aus. Unter den Säugern, welche die Mandschurei mit China und Japan gemein hat, ist das merkwürdigste Vorkommnis der auf Erden sonst nirgends lebende zebrastreifige Waschbärhund *(Nyctereutes)* aus der Hundefamilie, halb an den Waschbär, halb an den Marder erinnernd. Allein im kaspischen See und im Baikal-See (nebst dem kleinen Oron-See in dessen Nordosten) sind Seehunde Binnenseebewohner geworden. Die kaspische Robbe fällt weniger auf, da ihr See einen Meeresrest ausmacht. Die Baikal-Robbe hat sich wie jene offenbar aus der noch heute das nördliche Eismeer bewohnenden *Phoca annellata* (mit der beide große Ähnlichkeit haben) erst im abgesonderten Wohngebiet entwickelt; sie ist vermutlich den Lachszügen vom Meer hinauf durch das Jenissei-System gefolgt und dann im See verblieben, da auch die dortigen Lachse *(Salmo migratorius)* den See nicht mehr verlassen, nur zum Laichen in die in ihn einmündenden Flüsse aufsteigen.

Während die Insekten Nordasiens noch wesentlich europäisches Gepräge tragen, zeigt sich die Vogelwelt gemäß vielfachem Eindringen von Vogelarten der südlich angrenzenden Faunareiche weit mehr gemischt. Die Schwimm- und Watvögel mit ihrem wie gewöhnlich umfassenderen Verbreitungsbezirk sind zwar meist identisch mit den europäischen, von den Landvögeln, jedoch nur die Hälfte. Die Gattungen Stör und Hausen, im Westen bloß in den Flüssen pontischer und kaspischer Zubehör vorhanden, scheinen auch in den Riesenströmen Sibiriens weit verbreitet zu sein und kommen sicher in dem überhaupt so außerordentlich fischreichen Amursystem vor. Der etwas an die Makrelen erinnernde Ölfisch des Baikal-Sees *(Comephorus baikalensis)*, der sonst nirgends gefunden wird, gehört einer zu dieser einzigen Art im Lauf der Erdentwicklung zusammengeschrumpften Fischfamilie an, dürfte mithin für ein hohes Alter dieses tiefsten aller Seebecken sprechen.

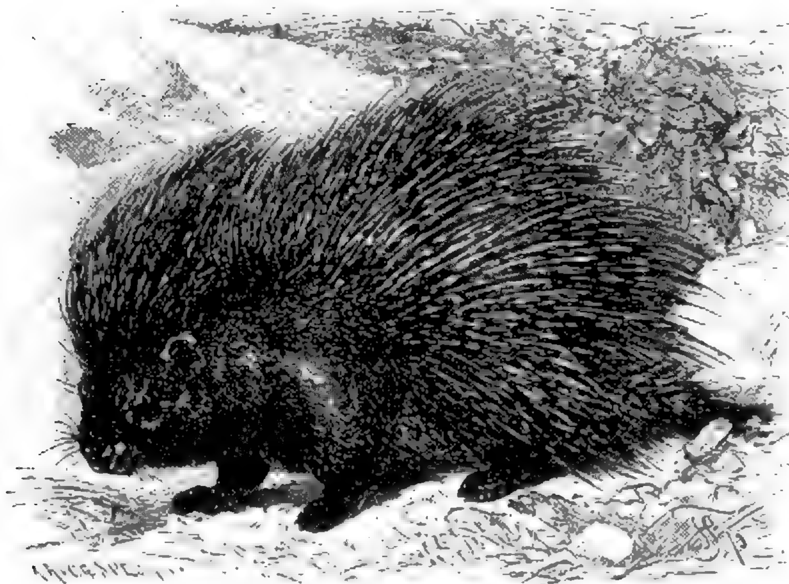
III. Mittelmeergebiet und benachbarte Trockenräume.

1. Mittelmeergebiet.

Die Tierwelt der Mittelmeerländer hängt innig zusammen mit der des angrenzenden nördlicheren Europa, sie teilt mit ihm viele kennzeichnende Arten wie Bär und Wolf, Gemse und Wildschwein; aber sie zeigt in einer ungleich größeren Artenfülle fast sämtlicher Tierklassen die vorteilhafte Wirkung, von keinem diluvialen Inlandeis verkümmert worden zu sein, und weist je weiter südwärts um so mehr durch Anpassung an sehr trockne Sommerzeit deutliche Übergänge auf zum Wüsten- und Steppengürtel in Süd und Ost.

Scharf hebt sich der Mittelmeerraum vom Norden ab durch seinen Anteil an der Affenfauna. Ist auch der mit den Pavianen Afrikas verwandte, durch die Atlasländer verbreitete Magot *(Macacus ecaudatus)* auf dem Gibraltarfelsen bloß durch den Menschen erhalten, so scheint er doch noch im Altertum in Südeuropa, z. B. auf Ischia, gelebt zu haben. Auch der Löwe, noch in Herodots Tagen auf der Balkan-Halbinsel zu Hause, viel massenhafter jedoch in Syrien und Kleinasien heimisch gewesen (wo er noch im 17. Jahrhundert die Bergwälder der Landschaft Pontus unsicher machte), ist zur Zeit auf die Atlasländer eingeschränkt. Die gestreifte Hyäne durchzieht noch die afrikanischen wie vorderasiatischen Gegenden unseres Faunagebiets, der Schakal greift von dort bis nach Griechenland und Dalmatien über, nicht aber der Panther Kleinasiens. Die kleineren langstreckigen Raubtiere aus der Familie der Viverrinen, die Ginsterkatze und der Ichneumon, reichen vom nordafrikanischen Küstenland, ja vom tropischen Afrika her bis Vorderasien und nach Spanien, die erstere sogar bis nach Sardinien und Südfrankreich, andererseits nach Südost-Rumelien. Umgekehrt gehört die echt europäische Gemse nur den höheren Gebirgen der Pyrenäen- und Balkan-Halbinsel an, in den Abruzzen ist sie seit 1880 vertilgt; auch unser Maulwurf verbreitet sich zwar bis nach Sizilien, indessen nicht auf die afrikanische Seite; der braune Bär ist in den Atlasländern erst durch den Menschen ausgerottet worden. Das Stachelschwein haben Italien, Griechenland und Vorderasien mit Afrika gemein. Von der in Afrika weit verbreiteten Gattung des Klippdachses *(Hyrax)*, eines Vielhufers, der im Aussehen wie in der Lebensweise den Murmeltieren ähnelt, besitzt in diesem Bereich allein Syrien eine ihm eigentümliche Art. Außer dem Kaninchen scheint der Muflon (von dem vielleicht unser Hausschaf abstammt) ein altes Eigengut des Mittelmeergebiets darzustellen; er lebt noch fort auf Korsika, Sardinien, Kreta, Cypern und dem cilicischen Taurus. Der Damhirsch war einst gleich dem Kaninchen bloß mediterran, weidete aber noch kurz vor Einbruch

Fig. 126.



Stachelschwein.

der Eiszeit selbst noch auf deutschem Boden. Das Renntier blieb hingegen diesem Süden von jeher fremd.

Viel weniger eigenartig ist der Mittelmeerraum durch seine Vögel. Seine Waldarmut, seine sonnenklare Luft ermöglichen Raubvögeln, die sich in beträchtliche Höhe erheben, weithin die Beute zu erspähen, sodaß der Kaiseradler, noch häufiger der Lämmergeier und der fahlbraune Aasgeier mit der weißlichen Halskrause die mittelmeerische Landschaft kennzeichnet. Zahllos stellen sich im milden Winter nordische Wandervögel ein, im Sommer auch auf der europäischen Seite afrikanische wie der Flamingo; Vorderasien, besonders Kleinasien, ist seit Alters eine Hauptniststätte unseres Storches.

Die Süßwasserfische erscheinen minder zahlreich als bei uns, denn das sommerliche Austrocknen so vieler Gewässer beeinträchtigt sie; am meisten walten jedoch wie bei uns Zypriniden vor. Den Reptilien dagegen sagt die trockne Wärme sichtlich zu, sie treten in stattlichster Fülle der Arten wie der Individuen auf, sowohl Eidechsen als Schlangen und Schildkröten. Die griechische Schildkröte begegnet uns rings ums Mittelmeer; Italien besitzt allein 18 verschiedene Eidechsen, ebensoviel Schlangen und 6 Schildkröten. Gemein sind überall die molchartigen Echsen der Erdagamengruppe (nach ihrem nächtlichen Ruf «Gecko» genannt), die nördlicheren Erdstrichen gänzlich fehlen. Das seltsame Chamäleon lebt wie in ganz Vorderasien und den nordafrikanischen Küstenländern auch in Südspanien und Sizilien.

An Insekten und Spinnen findet sich gleichfalls ein weit größerer Reichtum als im Norden. Allein von den überall durstigen Schmetterlingen gilt das nicht, obwohl unter ihnen hier einige dem Norden fremde Formen erscheinen. Im ganzen zeigen Glieder- wie Weichtiere europäischen Charakter, nur dass die Familie der Laufkäfer schon viel mehr zurücktritt. Das schmetternde Gezirp der Zikaden ist geradezu ein landschaftliches Merkmal. Skorpione und Tarantelspinnen gehen bis nach Südfrankreich, jene auch in das sommerheiße Ungarn hinüber. Die Landschnecken finden fast aller Orten den für ihren Gehäusebau unentbehrlichen Kalk in Menge; sie prangen in lebhafteren Farben und übertreffen an Artenzahl die des nicht mittelmeerischen Europas wohl um das Dreifache.

Die atlantischen Inseln bis hin zu den Azoren und Kapverden bilden auch faunistisch eine Außenprovinz des Mittelmeergebiets. Sie entbehren zwar (bis auf Fledermäuse) der Säugetiere und der Reptilien. Ihre Vögel haben sie aber fast ganz mit den Mittelmeerländern gemein; ihre Insekten und Schnecken weisen in ihrer Gattungsverwandtschaft eben dahin, obwohl sie größtenteils endemisch sind. Letzteres beruht auf Umwandlung einstmals mit dem Festland gemeinsamer Arten infolge der räumlichen Trennung, äußert sich daher bei den so leicht variabeln Schnecken am meisten. Doch auch von den 1500 Käferarten z. B., die man auf den Kanarien und der Madeiragruppe zählt, sind über $^3/_4$ nur

diesen Inseln eigen: sehr häufig macht sich die Abwandlung gegenüber den festländischen Formen in Flügelverkümmerung geltend, womit die Käfer in der stürmischen Inselluft vor Ikarusschicksal bewahrt bleiben.

2. Sahara und Arabien.

Hier verarmt die Tierwelt, weil die Wüstendürre Futtermangel verursacht. Zu den aus den Mittelmeerlanden herüberreichenden Arten gesellen sich zahlreichere sonst nur noch im transsaharischen Afrika vorkommende. Die Anpassung an das Trockenklima erreicht ihren Höhen-

Fig. [illegible].



Fennek (Wüstenfuchs). Länge ohne Schwanz 45 *cm*.

grad; die am besten der Trockenheit widerstehenden Tiere genießen weite Verbreitung zu beiden Seiten des erythräischen Grabeneinbruchs, denn die Naturverhältnisse gleichen sich auf ungeheuren Flächen, und der Wanderung bieten sich wenig Hindernisse, auch wenig durch mitbewerbende Arten. Fische fehlen beim Mangel oberirdischen Wassers natürlich ganz; die Fischarten der unterirdischen Gewässer der Sahara sind mittelmeerische Formen und weisen zurück auf die Vorzeit, als die Wüste noch fließendes Gewässer in ihren heutigen Trockenthälern, den Wadis, führte. Auf diese wasserreichere Vorzeit muß man es auch beziehen, daß die Miherosümpfe der westlichen Sahara noch einen kleinen Rest von Krokodilen bergen, und daß der afrikanische Elefant sich einst bis in die Atlasländer verbreitete, wo er noch den Karthagern für den Kriegszweck diente.

An die Stelle der Hirsche treten in diesem völlig waldleeren Raum die Antilopen, darunter die zierliche, schnellfüßige Gazelle. Nur wo solche Beute winkt, haust der Löwe, der mithin den des organischen Lebens am meisten baren Binnenräumen der Wüste gerade so fern bleibt wie (wegen äußerster Lufttrockenheit) der Floh. In der östlichen Sahara wie im südwestlichen Arabien ist der Löwe jetzt ausgerottet; seine afrikanische Spielart berührt sich seitdem nirgends mit der asiatischen. Weit allgemeiner kommt noch vor der Schakal und die gestreifte Hyäne. Eigengut der Wüste sind ein paar kleinere, großohrige Fuchsarten, namentlich der niedliche Fennek der Sahara, dessen Fellfärbung sich regelmäßig der jedesmaligen Wüstenfärbung angleicht, der schlaue Verfolger der Wüstenlerche und des Flughuhns (*Pterocles*). Arabien ist als eine erst neuerdings abgetrennte Faunaprovinz Afrikas am auffälligsten dadurch gekennzeichnet, daß es mit der Sahara den Strauß, die Paviane und Klippdachse teilt. Dagegen zeigt Arabien faunistisch seine neue Zubehör zu Asien am deutlichsten als Wohnstätte, wenn nicht sogar ursprüngliche Entwicklungsstätte des einhöckrigen Kamels, das erst gegen Ende der vorchristlichen Ära der Mensch anfing nach Nordafrika einzuführen. In entlegener Tertiärzeit aus der Vorform *Procamelus* auf nordamerikanischem Boden entfaltet, hat die Kamelgattung ihre spätere Ausbildung ausschließlich in Asien gefunden.

Zahlreiche Spring- und Sandmäuse fügen sich in die Natur der nordafrikanisch-arabischen Wüste gut ein durch ihr Wohnen in unterirdischen Gruben. Die Durst aushaltenden und Wärme liebenden Schlangen und Eidechsen (auch die Geckos nebst dem Chamäleon) sind verhältnismäßig noch stärker vertreten als am Mittelmeer; wie dort spähen Geier aus Ätherhöhen auf Beute. Käfer sind wieder sehr viel häufiger als Schmetterlinge; neben den Skorpionen brütet die Wüste Myriaden von Heuschrecken aus, die von hier aus in zerstörenden Schwärmen die Umlande überfallen.

3. Der übrige Trockenraum Südwestasiens.

Über ihre Ostgrenze hinaus verarmt die Mittelmeerfauna weniger als jenseits ihrer Südgrenze, denn nur streckenweise steigert sich dort die Trockenheit der Steppe zu der der Wüste, besonders in Iran, und noch heute teilweise bewaldete Gebirge umgürten oder durchziehen diese Länder. Das winterkalte, von Regen auch in der warmen Jahreszeit befeuchtete armenische Hochland hat sogar manche an unser Vaterland erinnernde Züge wie in der Flora so auch in seiner Fauna, z. B. in dem reichen Anteil an der Familie der Laufkäfer, die beim Fortschreiten nach Südost alsbald sich mindern. Persiens Insekten sind wesentlich mediterran.

Mit der Sahara und Arabien teilt dieser Raum die Antilopen, besitzt jedoch keine Paviane, nicht den Strauß oder Klippdachs. Schakal und gestreifte Hyäne finden sich zahlreich wie dort. Der braune Bär wird (wie auch in Syrien und Kleinasien) zumeist vertreten von dem

gelblichen syrischen Bären. Der durch Afrika und Südasien überhaupt so weit verbreitete Panther hat in den Waldungen Gilans und Masanderans eins seiner hauptsächlichsten Standquartiere. Der asiatische Löwe geht von Arabien durch das südöstliche Mesopotamien nach Südwest-Iran; früher reichte er auch ins Indusgebiet, wo er jedoch jetzt nahezu ausgerottet ist, sodaß nur noch wenige Exemplare in der Nachbarschaft fortleben, nämlich im südlichsten Teil der Gudscharat-Halbinsel und in der Aravallikette. Das den Löwen regelmäßig ausschließende furchtbarste Raubtier, der lediglich asiatische Tiger streift durch Nordiran bis nach Gilan; selten zeigt er sich gegenwärtig noch in Talysch, zur Römerzeit war er indessen sogar in Armenien häufig. Friedlicher treffen einander auf iranischem Boden das einhöckrige und das aus Innerasien stammende zweihöckrige Kamel.

An das zentrale Asien wird dies Faunareich durch einige Tierarten angeschlossen, die höchstens in die syrisch-arabische Wüste, gar nicht nach der Sahara hinübergehen. Dahin gehören Schwarzohr- und Bergfuchs, die unseren Fuchs, dem sie ähneln, ersetzen und auch in Hochasien vorkommen, besonders aber der Wildesel (*Asinus Onager*), der nächste Verwandte des innerasiatischen Kulan. Das silbergraue Tier mit steif aufgerichteter Mähne durcheilt in kleinen Rudeln pfeilschnell die Steppen und Wüsten Irans und Mesopotamiens bis gegen den Hauran hin und war noch im Altertum ein wegen seines zarten Fleisches beliebtes Wildbret in Palästina wie in Kleinasien. Das Pferd, von jeher in Südwestasien und Europa heimisch (Wildpferde wurden ja noch im frühen Mittelalter bei uns gejagt), hat namentlich in Persien seit Alters eine vorzügliche Zuchtpflege erfahren.

IV. Turan und Innerasien.

Der kaspische See, dessen eigentümliche Robbenart wir schon erwähnten, liefert durch seine 80 Fischarten das beste Zeugnis seines früheren Zusammenhangs mit dem schwarzen Meer, zugleich aber davon, daß dieser Zusammenhang schon lange, wohl schon vor Schluß des Tertiäralters aufgehört hat. Seine Fische deuten auf Brackwassergehalt des ehemaligen, vom terziären Ozean abgeschnürten pontisch-kaspischen Sees, der weithin auch die heutige turanische Niederung bedeckte; sie sind sämtlich Brackwasser-, indifferente oder in die Flüsse aufsteigende Wanderfische, und zwar (bis auf einige im schwarzen Meere fehlende Wanderfische) den pontischen gleich oder seit der Zertrennung der beiden Wasserbecken nur ein wenig von ihnen abgewandelt. Zumal die Gattung *Gobius* ist mehrfach in solchen «vikarierenden» Arten beiderseits vertreten. Hausen und Stör kommen beiderseits ganz identisch vor; Rochen und Haie fehlen dem kaspischen Gewässer durchaus, überhaupt alle diejenigen Salzwasserfische, die erst nach Einbruch des ägäischen Kessels in der Quartärzeit aus dem fischreichen Mittermeer ins pontische Becken eindrangen.

Die neuzeitliche Abgliederung des Aralsees von dem allmählich einschrumpfenden kaspischen Meer wird ersichtlich durch die Übereinstimmung seiner Seehunde sowie seiner auf 20 beschränkten Fischarten (lauter Süßwasserbewohner) mit denen des letzteren.

Die erst während der gegenwärtigen Erdperiode Land gewordene turanische Tiefebene erhielt selbstverständlich auch vom nord- und südwärts benachbarten Trockenraum Zuzug an Tieren; die Fauna Turans überhaupt zeigt indessen doch mehr Anschluß an die Zentralasiens, von wo die Alpenketten des Tianschan wie ein Pfeilbündel in die Niederung vorschießen und dem das Pamir-Hochland seinem Bodenbau nach angehört obwohl es größtenteils nach Turan abwässert. Scharenweise stellen sich im Frühling Wasser- und Watvögel ein an den turanischen See- und Stromufern, darunter selbst südliche Formen wie der Flamingo; in der trocknen Sommerzeit ziehen diese sich zurück und lassen das Feld einer spärlichen Steppen-Ornis, in der das über ganz Innerasien verbreitete Faust- oder Steppenhuhn (*Syrrhaptes paradoxus*) auffällt, seit 1863 gelegentlich bis nach Deutschland, ja bis nach Frankreich und den britischen Inseln ausschwärmend. Dazu gesellt sich ein zentralasiatischer Fasan mit weißem Halsgefieder und silberglänzenden Flügeln. Auch der Kulan und innerasiatische Antilopen streifen des Sommers bis ins Niederland des Amu und Sir. Am zahlreichsten jedoch bevölkert die Saiga (S. 238) die turanische Wüste wie die Kirgisensteppe. Den riesenhaften Wildschweinen stellen Irbis und Tiger nach. Der Irbis ist die innerasiatische Spielart des Panthers mit meterlangem, schwarzfleckigem Schweif; der Tiger, der gefürchtete Feind der Herden, zeichnet sich hier durch gewaltige Körpergröße aus und ist wie in Innerasien durch dichtere Behaarung der harten Winterkälte angepasst. Neben Skorpionen und Taranteln, die noch an die Mittelmeerlande erinnern, begegnen wieder zahlreiche Eidechsen, darunter die Krötenechse (*Phrynocephalus*), die ebensowohl am kaspischen Gestade wie in Tibet fast auf Montblanc-Höhe lebt.

Zentralasiens Fauna ist für die Größe des Raums arm an Arten, jede derselben aber reich an Individuen. Die Huftiere vornehmlich bezeichnen die dortige Säugerfauna, am meisten die Zweihufer. Der niedrigere Norden, die Gegend zu beiden Seiten des östlichen Tianschan, die um den Lobnor und außerdem das westliche Zaidam beherbergt noch heute die schlankere Wildform des zweihöckrigen Kamels in kleinen Rudeln. Das eigentliche Hochasien dagegen, also Tibet, bildet die Heimat des wilden Jak, dieses kraftvollen, stumpfsinnig trägen Boviden mit dem langen schwarzen Haar, der im männlichen Geschlecht eine Körperlänge von $3^1/_2$ *m* erreicht und in der Brunstzeit beständig tiefe, gedehnte Grunztöne vernehmen lässt; er nährt sich von kümmerlichster Grasnarbe, und doch bedingen seine Kothaufen (bis zu 9 *kg* wiegend) als alleiniger Brennstoff die Möglichkeit jene holzleeren Hochregionen Tibets zu bereisen. Die gezähmte Spielart des Jak ist bei ihrer angeerbten Fähigkeit

selbst in dünnster Höhenluft große Lasten zu tragen ein noch unschätzbareres Nutztier für Hochasien geworden als das zweihöckrige Kamel.

Das Moschustier bewohnt die östlichen Grenzgebirge Zentralasiens. Gleichmäßiger verbreitet über letzteres sind verschiedene Antilopen, so der schnellfüßige Dseren, die Gazelle Zentralasiens, und die gemsenartig im wildesten Gebirge hausende *Antilope caudata*, ferner die großen Wildschafe mit dem gewundenen Gehörn wie das Felsenschaf der Mongolei von Hirschkuhgröße und das schlanke weißbrüstige Argali Nordtibets, vor allem aber der Kulan (*Asinus Kiang*), früher auch Dschiggetai genannt. Dieser dem Maultier ähnliche

Fig. 186.



Jak (*Poëphagus grunniens*).

Wildesel mit kurzer aufrechter Mähne und wolligem Fell (das am Oberkörper lichtbraun, an der Unterseite samt den Beinen weiß ist) kennzeichnet Innerasien vorzüglich, sowohl Tibet als das Hanhai; in Herden von 10—50 Stück durchjagt er die Steppen, in dichteren Scharen weidet er im Grasland am Kukunor, klimmt aber auch hohe Gebirge hinan, wenn sie ihm Weide und Wasser spenden. In der südöstlichen Dsungarei wurde sogar ein weißlichgraues Wildpferd (*Equus Przewalskii*) entdeckt, ein äußerst scheues, munteres Tier von gedrungener, kleiner Gestalt mit kurzen dicken Beinen. Ausschließlich den Gebirgen eigen ist eine Rehart und der stattliche Maralhirsch, von dem in der Um-

säumung Ostturkistans und der Mongolei vom Mai bis Juni an die tausend Stück erlegt zu werden pflegen, um die noch unreifen Geweihe für hohe Summen den Chinesen zu verkaufen, die sie für heilkräftig halten. In den Wäldern des Tianschan mästet sich noch der braune Bär vom Wildobst. Weiter südwärts geht er nicht; dort, zumal in den Gebirgen von Nordtibet, löst ihn eine nur fleischerhundgroße Bärenart ab, die man nach ihrer hauptsächlichen Beute Pfeifhasenbär genannt hat.

Die nach ihrem Warnruf benannten Pfeifhasen und die Murmeltiere bevölkern Ebenen wie Gebirge in Unmenge; in Tibet sieht man ihre unterirdischen Bauten, in die sie sich bei Gefahr und für den ganzen Winter zurückziehen, bis auf Höhen von mehr als 5000 *m*. Ihre starke

Fig. 120.



Kulan.

Fruchtbarkeit erhält diese Nager bei ihrer Massenhaftigkeit trotz ihrer vielen Bedränger aus den Gruppen der Raubvögel und der vierfüßigen Fleischfresser. Gräbt der plumpe kleine Bär eine Pfeifhasenfamilie aus, so lauern gewöhnlich schon ein paar schlaue Steppenfüchse in der Nähe, um die flink davonspringenden Tierchen zu packen. Unser Fuchs und unser Wolf kommen noch weit und breit in Zentralasien vor, werden indessen nach Tibet hin mehr und mehr ersetzt vom wäldermeidenden, kleinen gelbgrauen Steppenfuchs (dem auch turanischen Korsak) und vom gelblichweißen tibetanischen Wolf (dem Tschanko). Löwen, Hyänen, Schakale hat es hier nie gegeben, obschon die beiden letzteren in Turan nicht ganz fehlen; der Tiger hingegen durchstreift die beutereichen Lande bis ins Schilfdickicht am Tarim, meidet nur die Hochgebirge.

Mitteleuropäische Anklänge begegnen gleichfalls in der Vogelwelt. Kuckuckruf erschallt, unser Rabe belästigt mit räuberischer Dreistigkeit selbst Karawanenzüge, Verwandte unseres Rebhuhns schwärmen in ganzen Völkern. Überhaupt herrschen unter den Landvögeln hühnerartige vor: die in das Fahlbraun und Fahlgelb der baumleeren Landschaft gekleideten Steppenhühner *(Syrrhaptes)* und Sandhühner *(Pterocles)*, drei Arten des Felsenrebhuhns *(Megaloperdix)* und in bewaldeten Gebirgen acht schöner befiederte Fasane. Das tibetanische Chailyk *(Megaloperdix tibetanus)* ist gleich dem Jak an die kalte dünne Höhenluft trefflich angepaßt, denn es lebt nicht unter 3000 *m*; durch dichtes graues Gefieder gegen Kälte beschirmt, kauert es sich des Nachts ins Gras und wärmt auf diese Weise zugleich sich und seine Nahrung; Tags über belebt es mit lautem, hennenartigem Ruf die Stille der Felsenöde und entrinnt dem Verfolger durch schnellsten Lauf oder Ducken in das ihm gleichfarbige Steingeröll. Seeen wie Kuku- und Lobnor werden umwohnt von fischfressenden Vögeln und ziehen die Geschwader der Zugvögel, besonders eine Unzahl von Gänsen, Enten, Schwänen an, die wasserarme und gar zu hoch ragende Landesteile Tibets auf ihrem Wanderflug meiden. Steinadler und Lämmergeier (unserer alpinen Art) ziehen am Himmel ihre Kreise; der

Fig. 130.



Schneegeier *(Gyps nivicola)*.

König aller ostfestlichen Raubvögel jedoch ist der nur in Zentralasien und am Himalaja vorkommende fahlfarbene Schneegeier. Er klaftert mit seinen gewaltigen Fittichen $3\frac{1}{3}$ *m* und erspäht sein Opfer noch aus so ungeheurer Lufthöhe (zu der er sich in Schraubenlinie erhebt, um sich dann mit angezogenen Flügeln wie ein Stein herabzustürzen), daß der Mensch ihn zuletzt nur mit dem Fernrohr zu erkennen vermag; er überschaut somit aus ätherklarer Luft von allen Tieren der Ostfeste das größte Beutefeld.

Unter den Reptilien sagt auch hier die Wasserarmut von Steppe und Wüste am meisten den Eidechsen zu. Indessen fehlen selbst auf den tibetanischen Höhen die Schlangen keineswegs ganz. Amphibien sind seltener; in feuchten Lagen nicht zu sehr durchsalzten Bodens sieht man unsere gemeine Kröte wie unsere deutschen Froscharten. Unter den Fischen sind wiederum die meisten Zypriniden; natürlich ist die Fischfauna bei der Seltenheit der Gewässer sehr arm, zumal manches durch Felstrümmer rauschende Wildwasser gar keine Fische beherbergt. Gleichfalls schwach vertreten sind die Insekten, denen der Waldmangel der weiten Ebenen, der ewige Sturm, die Unbeständigkeit des Wetters, die grimmige Winterkälte nicht behagt.

V. Ostasien.

In Ostasien berühren sich nordische, innerasiatische und indomalayische Tierformen. Nach Lage wie Klima gehen nordische Arten, wie es scheint, besonders nach Korea, innerasiatische vor allem nach China, indomalayische nach Japan. Schlagen wir indessen das südlichste China (etwa von der Südgrenze des Jangtsekiang-Gebietes) zum indischen Faunareich, so entspricht im übrigen Ostasien der Typus der Tierwelt doch am meisten dem im kühleren Norden der Ostfeste; nur ist die Fauna ungleich mannigfaltiger, da die Unbilden der Eiszeit nicht so wie bei uns das alte Eigengut an Geschöpfen vernichtet haben.

Selbst in China, wo der Landbau so ungeheure Flächen dem freien Naturleben entzieht, hat sich z. B. noch südwärts vom Kukunor im hohen Waldgebirge der merkwürdige Ailuropus erhalten, eine sonst ganz von der Erde verschwundene Tierform, den Schleichkatzen verwandt, aber fast von Bärengröße, rein weiß bis auf schwarze Ohren, Füße und Schwanzspitze. Ähnlich vereinsamt steht der schon bei der Mantschurei erwähnte Waschbärhund da, der über Japan und China bis in dessen Süden verbreitet ist. Der Tiger, das Wappentier Chinas, dringt bis Korea vor, blieb aber Japan stets fremd, wie das Katzengeschlecht überhaupt. Am auffälligsten nähert sich dies Faunareich dem tropischen Süden durch seine Affen. Sogar Nordchina besitzt eine ihm eigenthümliche Schlankaffenart und einen Gattungsgenossen des mittelmeerischen Magot, desgleichen Japan einen solchen, den rotwangigen Saru, der den Schneewinter nicht scheut, denn er reicht bis zur Tsugarustraße, nördlicher mithin als irgend eine andere Affenart. Der schwarze

tibetanische Bär verknüpft das festländische mit dem insularen Ostasien als Zeichen von dessen vormaligem Zusammenhang, ebenso der in Japan wie in Korea vorkommende Schka-Hirsch *(Cervus Sika)* und die vom japanischen Inselbogen nach der Mantschurei verbreitete Ziegengemse *(Antilope crispa)*. Bezeichnend reich ist China und Japan an kleinen Insektenfressern, besonders aus der Gruppe der Maulwürfe, doch treten hier beiderseits verschiedene Arten auf. Völlig stimmt dagegen beiderseits der Fischotter überein, der freilich fast durch die ganze Ostfeste den bestgehaßten Fischräuber spielt. Hasen, Wildschweine, Wölfe, Füchse sind gleichfalls bis nach Japan unsere Arten oder ihnen ähnliche.

Unter den Vögeln ist Ostasien noch weit mehr als Zentralasien ausgezeichnet durch seine zahlreichen, prächtigen Fasane; von den massenhaften Wasservögeln hat man den chinesischen Kormoran seit alters in Japan, noch mehr in China zum Fischefangen abgerichtet. Eidechsen, Schlangen und Schildkröten ragen weniger hervor, fesseln jedoch durch ihre weitreichenden Verwandschaftsbeziehungen zu Indien, Europa, sogar Nordamerika; so unterscheidet sich die häufigste Süßwasserschildkröte Japans *(Emys japonica)* bloß durch dunklere Färbung von der südeuropäischen *E. palustris*. Die Lurche vereinigen gleichfalls recht fremdartige mit ganz heimischen Gestalten; unsere Frösche wie unsere gemeine Kröte gehen durch China nach Japan. Neben unseren Karpfen ist der Goldfisch auch beiden Ländern gemeinsam. Sehr bunt erscheint vollends die Welt der Glieder- und Weichtiere. Hervorgehoben seien davon nur die Seidenspinner, deren Nutzbarkeit für den Menschen hier zuerst erkannt wurde.

China hat vor Japan manche innerasiatische Züge voraus; seine harten Winter indessen sind dem Tierleben vielfach hinderlich. Eine Mehrzahl von Hirschen, auch geweihlosen, hat es zu eigen, ferner beherbergt es im Nordwesten noch Wildschafe sowie in seinen Westgebirgen das Moschustier; das zweihöckrige Kamel ist in Nordchina sogut Haustier wie in der Mongolei. Die Steppenhuhnscharen sieht man noch in der Pekinger Ebene; die meisten und prunkvollsten Fasane (wie Gold- und Silberfasan) gehören China. Unser Bild (Fig. 131) zeigt einige der letzteren, außerdem im Vordergrunde rechts das Steppenhuhn, links den Waschbärhund, im Hintergrunde das Moschustier. Im Jangtsekiang hat sich sogar der Rest einer Krokodilart erhalten; das ist das östlichste Vorkommen von Krokodilen auf dem asiatischen Festland. Manche wunderschöne Schmetterlinge, besonders Papilioniden, verbreiten bis an die chinesische Mauer tropischen Glanz.

Japan besitzt den Vorzug milderer Winter und tropenhaft heißfeuchter Sommer; klimatisch der tertiären Vorzeit ähnlicher geblieben, konnte es tertiäre Organismen besser weiter pflegen und aus den Tropen durch Wind oder Strömung neu überkommene Tierarten leichter einbürgern. Wie kein Hecht seine Karpfen verschlingt, so befehdet weder



Moschustier — Waschbärhund — Goldfasan Hahn — Ohrfasan-Hahn — Goldfasan Henne — Faust- oder Steppenhuhn

Fig. 131. Tierleben in Nord-China.

Tiger noch Geier seine Landtiere. Ja in einigen forellenreichen Gebirgsflüßchen seiner Hauptinsel Hondo hat sich noch ein uraltes Erbe der Tertiärzeit lebendig erhalten: der bis $1\frac{1}{2}$ *m* große Riesensalamander *(Cryptobranchus japonicus)*, dessen Verwandten man aus dem Schweizer Miozän kennt. Einige Vögel verknüpfen den Archipel mit dem nordischen Gürtel der Ostfeste, selbst mit Deutschland, so der Feldsperling, Kuckuck, Eisvogel, Wiedehopf, zwei Spechtarten; die japanische Nachtigall hingegen ist kleiner als die unsrige und sieht mehr wie eine Grasmücke aus. Landschaftlich und als Motiv für die Kunstübung der Japaner sind von Bedeutung die häufigen Kraniche und Reiher, namentlich der von frommer Sitte geschirmte Silberreiher, dessen schneeweißes Gefieder so oft aus dem Lichtgrün der Reisfelder hervorlugt, wenn er ungestört, ja in Scharen den Landleuten bei ihrer Feldarbeit folgt. Wie Edelsteine funkeln die Blumenkäfer (Zetoniden); riesige Nashornkäfer gemahnen schon an die Nähe der Tropen, desgleichen unter den Faltern einige der sogenannten Ritter *(Papilio)*, die durch Größe und Farbenpracht die auch hier nicht fehlenden Kosmopoliten übertreffen, wie die Vanessa-Arten (Distelfalter, Fuchs, Tagpfauenauge) und den Perlmutterfalter. Die Bienen und Wespen gehören durchweg indomalayischen Formen an. Um die vielen Gewässer schwirren bunte Wasserjungfern; mindestens sechs verschiedene Zikaden, auch hier Freunde der Hitze, durchtönen tags über Flur und Gebüsch mit ihrem Geschmetter vom Mai bis in den September.

VI. Indien und der malayische Archipel.

In drei Faunareichen hat sich das entwicklungsgeschichtliche Erbteil früherer Erdperioden wie an Gewächsen so an Tieren am mannigfaltigsten erhalten: am reichsten im tropisch-amerikanischen, demnächst im indomalayischen, minder reich im transsaharisch-afrikanischen. Mit dem ersteren teilt das indomalayische Gebiet die Gattung Tapir in der ihm eigenen Art des Schabrackentapir, mit dem letzteren die menschenähnlichen Affen, aber in eigenen Gattungen, die Halbaffen, die Viverrinen, die Gattungen *Elephas*, *Rhinoceros*, die Stachelschweingruppe und die Zahnlückergattung *Manis* (Schuppentier), wiederum aber in besonderen Arten.

Die schon im nordwestlichen Vorderindien einsetzende Dürre Vorderasiens und der Himalaja trennen von Hoch- und Südwestasien. Näher sind die Beziehungen zu Ostasien. Schlank- und Magotaffen *(Semnopithecus* und *Macacus)* sind beiderseits vertreten; der Tiger bewohnt die beiden indischen Halbinseln, Sumatra und Java; der tibetanische Bär ist auch nordindisch und steigt im Himalaja bis zu Höhen von 4000 *m* hinan, sodaß er sich nahezu berührt mit dem Isabellbären, dem «Schneebär» der Engländer, einer östlichen Spielart des syrischen Bären, der in der waldlosen Oberstufe des Hochgebirges von Kaschmir bis Nepal haust. Wie in Ostasien giebt es viel mehr Hirsch- als Anti-

lopenarten. Eigentümlich erscheint die kleine geweihlose Zervidengattung *Tragulus*, nicht größer als ein Rehkälbchen, dem Moschustier nicht unähnlich, auch wie dieses mit hauerartig hervorstehenden Eckzähnen im Oberkiefer versehen. Die antilopenartigen Tiere sind dagegen fast allein durch ein paar kleine *Nemorhedus*-Arten vertreten, die wie die Gemsen in Rudeln den östlichen Himalaja, die Gebirge Sumatras wie Formosas durchklettern, nahe Verwandte der japanischen Ziegengemse. Von den Phasianiden durchmißt die eponyme Gattung *Phasianus* den ganzen Norden vom westlichen Himalaja durch Südchina bis Formosa; ausschließlich gehören dem Faunagebiet die Gattungen *Euplocamus* (rotrückige Fasane), *Argusianus* (der nach seinen Augentupfen auf den stark erweiterten Flügelfedern so genannte Argusfassan), *Pavo* und *Gallus*. Die Pfauen machen die Hauptberühmtheit der hiesigen Vogelwelt aus; unter den bis nach Celèbes und Timor verfolgbaren Wildhühnern gilt das Bankivahuhn Javas und der beiden indischen Halbinseln als Stammart des Haushuhns. Noch heute muß das südliche China mit seinen Elefanten und Pfauen dem indomalayischen Gebiet zugerechnet werden, und wie sehr sogar Nordchina noch im Miozänalter dem letzteren faunistisch glich, beweisen die dort gefundenen Knochenreste von Elefanten, Nashörnern und Tapiren. Das klimatisch der Tertiärzeit verwandter gebliebene indomalayische Reich blieb eben auch in seinem Tierbestand mehr tertiär als die nördlicheren Lande.

Die Selbständigkeit unseres Faunareichs wird daraus ersichtlich, daß die Mehrzahl der Arten seinen Grenzbereich nicht überschreitet, andrerseits aus dem Fehlen so weit durch Asien und Europa verbreiteter Tiere wie unseres Wolfes, unseres Fuchses und des braunen Bären. Nur die beiden ersteren sind in nächstverwandten Formen vertreten, letzteren ersetzt zumeist der Lippenbär und der malayische Bär. Zwei kleinwüchsige, fast wie Schleichkatzen aussehende Ursidengeschlechter sind bloß indomalayisch: *Arctictis* (die Bärenkatze) in Vorderindien und *Ailurus* (der Panda oder Katzenbär) in Hinterindien und dem malayischen Archipel. Nicht einmal der Fischotter geht über Vorderindien hinaus und erscheint schon vom Indus ab häufiger in der Spielart Nair; auf den Sundainseln begegnet statt seiner eine andere Fischotterart, der Barang. Reich entfaltet sind die Ordnungen der Fledermäuse und der Insektenfresser; zu jenem gehört der Kalong oder fliegende Hund, zu diesen der Flattermaki *(Galeopithecus)*, dem seine behaarte Flughaut als Fallschirm dient, und die flinken Spitzhörnchen *(Tupaja)*, die in ihrer Lebensweise und mit ihrem buschigen Schwanz an die Eichhörnchen erinnern. Letztere fehlen natürlich auch nicht, wie es der noch großenteils erhaltenen Wälderfülle entspricht; sonst indessen stehen die Nager zurück. Zu den vielartigen Wildrindern in den Waldungen des indischen Festlandes nebst dem jetzt nur gezähmt oder verwildert vorkommenden Zebu tritt auf den drei großen Sundainseln des Westens der herrliche Banteng, das Sundarind, auf. Den Strömen Vorder- und

Hinterindiens sind einige **Süßwasserwale** aus der Gruppe der **Delphine** eigen.

Unter der überaus mannigfaltigen Vogelwelt treffen wir allein hier in Europa-Asien auf die zumeist den Tropenwald bevorzugende Familie der **Papageien**: die kleinen *Loriculus*-Papageien finden sich sogar ausschließlich hier. Außer den schon genannten Phasianiden verdient als kennzeichnend noch besondere Hervorhebung das Geschlecht der **Nashornvögel** mit dem wunderlichen hornartigen Aufsatz auf dem Oberschnabel.

Fig. 152.



Rüsselkrokodil (*Gavial*).

Echte **Krokodile** sind über Festland und Inseln verbreitet; die langschnäuzigen Rüsselkrokodile (**Gaviale**) leben sowohl im Ganges als in den Gewässern Borneos. Unter den mannigfachen kleineren Eidechsen begegnet der **Flugdrache**, den Drachen der Fabelwelt ähnlich sehend durch die Flughaut, aber ein ganz harmloses Tierchen. Großenteils höchst giftig sind hingegen die zahlreichen **Schlangen** (Brillenschlangen, Pythone, bis 10 *m* lang). Der Wasserfülle entspricht die Menge von **Süßwasserschildkröten, Fröschen und Kröten.** Unter den massenhaften Fischen treten besonders **Karpfen** und **Welse** hervor: die Zypriniden haben mit 350 Arten (wovon 200 eigentliche Karpfen) hier ihr Verbreitungszentrum, schneiden aber scharf mit der Lombok- und Makassarstraße ab, ohne diese Grenze irgendwo nach Osten zu überschreiten.

Von den wirbellosen Klassen zeichnen sich Insekten und Landschnecken durch ungewöhnliche Größe und Farbenpracht vielfach aus, besonders die Schmetterlinge und die alle Wälder erfüllenden Bockkäfer, von denen etwa 70% ausschließlich hier gefunden werden.

Vorderindien ist die tierärmere Westhälfte des indischen Festlandes, der jedoch schon der indische Elefant, die Schlankaffen (Semnopitheken) mit den langen, schmächtigen Gliedmaßen und die Pfauen ein der Osthälfte ähnliches Gepräge verleihen. Hier allein in der indischen Welt haust der Löwe, freilich nur in der Nachbarschaft des Indusgebiets und selbst hier der Ausrottung schon nahezu verfallen

Fig. 133.



Indischer Lippenbär. (Länge 1·80 *m.*)

(S. 244); etwas weiter verbreitet ist der Tiger. Ceylon hat die beiden großen Raubtiere anscheinend nie besessen. Dagegen verbreitet sich der schwarze, von seinen rüsselartig ausdehnsamen Lippen sogenannte Lippenbär sowie die gestreifte Hyäne (die hier ihre Ostgrenze findet) bis nach Ceylon. Recht auffällig erscheint die Thatsache, daß das Südende Dekans (mit dem hohen Nilgirigebirge) und Ceylon faunistisch in Sonderstellung treten zum übrigen Vorderindien, dafür aber verwandtschaftliche Züge zu Hinterindien und der malayischen Inselflur, bisweilen bloß durch diese Vermittelung auch eine solche zum Himalaja verraten. Allein diesem Süden von Dekan und der Insel Ceylon gehört z. B. die 18 Arten zählende Gattung *Uropeltis* an (Schildschwanzschlangen benannt nach dem platten Schild, in das ihr stumpfer Schwanz ausläuft). Auch Halbaffen beherbergt Vorderindien nur hier, nämlich das Geschlecht der

Loris, kleine nächtlich lebende träge Tiere, die den Tag in Baumlöchern verschlafen. Neben 80 nur ihm eigenen Vogelarten teilt der vorderindische Süden die Nashornvögel *(Buceros)* und die *Loriculus*-Papageien mit dem Malayen-Archipel und dem Himalaja; die Spitzhörnchen und die schöne, halbdurchsichtige Schmetterlingsgattung *Hestia*, so bezeichnend für die malayischen Inseln, finden sich innerhalb Vorderindiens gleichfalls ausschließlich hier. Das sind Spuren eines uralten Landzusammenhangs Ceylons samt der damals noch nicht von ihm losgetrennten Südspitze Dekans statt mit dem Norden vielmehr mit der jetzt auch in sich so arg zerrissenen östlichen Landmasse, von der nun das indische Weltmeer scheidet.

Die Tierwelt Hinterindiens (außer Malaka, aber einschließlich Südchinas nebst Hainan und Formosa) ist viel reicher, obwohl sie noch lange nicht erschöpfend durchforscht wurde. In den weiten, von Regen triefenden Waldungen hat sich noch ans Tertiäralter erinnernde Mannigfaltigkeit der Fauna erhalten. Hier erst treffen wir auf die artenreichste Gattung schwanzloser Anthropoiden, die Langarm- oder Gibbonaffen *(Hylobates)*, die zur Tertiärzeit auch in Vorderindien nicht fehlten. Schon in Birma kann man alle vier indischen Nashornarten, die ein- wie die zweihörnigen, jagen. Zum Elefanten gesellt sich der indische Tapir, der sich bis nach Südchina verbreitet und nach seiner lichtgrauen schabrackenartigen Zeichnung auf dem sonst schwarzhaarigen Fell den Namen führt. Es treten überhaupt fast alle oben erwähnten für das indomalayische Reich kennzeichnenden Tierformen auf. Eine besondere Eigentümlichkeit zeigt sich noch der Fischfauna aufgeprägt. Da nämlich die Ströme Hinterindiens zur Zeit der sommerlichen Massenregen nicht bloß aus ihrem Quellbezirk, sondern auch von den ihre Ufer beiderseits meist nahe begleitenden Gebirgen oft urplötzlich ungeheure Wassermassen empfangen, so haben sie einen höchst wechselnden Wasserstand, überfluten weit und breit bei Hochwasser ihre Thalebene, um danach wieder in ihr Bett sich zurückzuziehen, große Flächen schlammbedeckten Bodens zurücklassend. Diesen Verhältnissen haben sich Fische der verschiedensten Gattungen durch Luftatmung angepaßt: sie vermögen infolgedessen nach dem Einwühlen in den Überschwemmungsschlamm auch nach dessen Austrocknung sich zu erhalten bis zur nächsten Überschwemmung, ja die Kletterfische *(Anabas)* verlassen sogar freiwillig das Stromwasser, klettern auf Bäume um sich Insekten zu holen; andere kriechen durch Gras und Kraut von einem Gewässer ins andere, ja *Amphipnous* ist zu einem landbewohnenden Fisch geworden, der bloß ins Wasser springt, wenn Gefahr droht.

Mit Malaka, einer anscheinend erst später wieder an Hinterindien angegliederten früheren Insel, beginnt faunistisch der Malayen-Archipel, der Raum üppigster Fülle des Tierlebens der ganzen Ostfeste, ganz besonders innerhalb der Insektenklasse, wobei sich die insulare Zertrümmerung der ehedem breiten Festlandbrücke zwischen dem asiatischen

und australischen Festland förderlich erwies durch Bewahren alter Formen sowie durch differenzierendes Erschaffen neuer. Schlank- und Langarmaffen reichen vom hinterindischen Festland auf den Archipel hinüber, doch in verstärkter Artenzahl; zu ihnen tritt auf Sumatra und Borneo der menschenähnlichste Affe Asiens, der Orang-Utan (d. h. der Waldmensch). Ferner reichen vom benachbarten Festland dorthin der Elefant, der Tapir, mehrere Nashornarten, der malayische Bär nebst dem Panda, der Tiger und der Pfau. Zu den Lemuriden gesellt sich aus der Ordnung der Halbaffen der bloß hier vorkommende kleine Koboldmaki *(Tarsius spectrum)*; auch die zierlichen Tragulus-Hirsche sind bis auf eine vorderindische Art ausschließlich hier heimisch. Unsere Tafel (Fig. 134) zeigt uns im Waldesdickicht Malakas außer dem weißhändigen Gibbon *(Hylobates lar)* einige der malayischen Region eigentümliche Vogelarten: vor allen den Argusfasan mit den stark erweiterten, prächtig getupften Flügelfedern, dann einen besonders großen Vertreter der für den Archipel so charakteristischen Nashornvögel *(Buceros rhinoceros)*, höher im Gezweig den Drongowürger *(Edolius remifer)* von glänzend blauschwarzem Gefieder mit zwei in ruderartige Fahnen ausgehenden Schwanzfedern und den größeren, aber matter gefiederten Kellenschnabel *(Corydon sumatranus)*. An Farbenpracht, noch mehr an Zahl werden die Vögel übertroffen durch die Schmetterlinge, von denen man schon mindestens 700 Arten aus dieser Region kennt; vollends die Zahl der Käfer ist noch gar nicht abzusehen, sammelte doch Wallace allein in Saráwak auf Borneo im Laufe von drei Monaten rund 1000 Käferarten, wovon ungefähr 200 Bockkäfer waren.

Die durchaus nicht gleichmäßige Verteilung der Tiere über die Inseln verrät uns eine ziemlich wechselreiche Geschichte derselben: Hebungen und Senkungen veränderten vielfach die Landumrisse, verknüpften hier Landmassen, während sie dort solche von einander trennten, tauchten Inseln unter Wasser oder schweißten kleinere zu größeren zusammen. Die nahe faunistische Verwandtschaft von Sumatra, Malaka und Borneo läßt auf ihren länger dauernden einstmaligen Zusammenhang nach erfolgter Ablösung vom Festland schließen; der Orang-Utan muß Bewohner dieses großen Inselraums gewesen sein; wenn er heute auf Malaka fehlt, so wird er hier ausgestorben sein; daß er hauptsächlich die Dickichte Borneos bewohnt, dagegen in Sumatra seltener angetroffen wird, rührt vermutlich her vom Fehlen des Tigers auf Borneo. Sehr merkwürdig sondert sich Java faunistisch von den eben betrachteten drei Landen: zwar der Tiger haust auch auf Java, aber weder der Orang-Utan noch der Elefant, noch der Tapir oder der Argusfasan geleitet uns von dem so nahen Sumatra nach Java hinüber; dafür teilt es Säugetiere wie ***Rhinoceros javanicus*** und eine Vielzahl von Vögeln mit dem hinterindischen Festland wie keine andere Insel des Archipels, beherbergt auch allein die altertümliche Form des Schuppentiers



Drongowürger (*Edolius remifer*). Argusfasan (*Argusianus giganteus*). Gibbon (*Hylobates lar*). Kollenschnabel (*Corydon sumatranus*). Nashornvogel (*Buceros rhinoceros*).

Fig. 154. Malayische Tierwelt.

(Manis javanica). Wallace vermutet daher, daß im Tertiäralter, ehe es noch den großen Inselkörper von Borneo gab, vielleicht quer durch dessen heutige Stätte, Hinterindien eine größere Südhalbinsel vorstreckte, die nachmals in die malayische Flachsee versank bis auf ihren Südrand Java. Daß Java längere Zeit aus einer Ost- und einer Westinsel bestand, macht die auffällige Absonderung seiner Tierwelt in Ost- und Westhälfte wahrscheinlich.

Die kleinen Sunda-Inseln scheinen noch über die Lombokstraße indische Faunazüge zu bewahren (Flores z. B. zeigt noch deutlich indische Formen), erst ganz allmählich treten gegen Timor hin australische Zuschläge in der Fauna auf. Die von Wallace durch die Makassar- und Lombokstraße gezogene Grenzlinie zwischen malayisch-indischer und malayisch-australischer Tierwelt besteht in solcher Schärfe nicht. Celebes ist nicht australisch, sondern verarmt indisch in seiner Fauna, da es sich wohl viel früher als die drei größten Sunda-Inseln vom Festland getrennt hat, mit denen es den wunderlichen Hirscheber *(Babirussa alfurus)* gemein hat. Schwach vertreten erweist sich auf Celebes namentlich die Ordnung der Affen, jedoch reicht die Gattung der Meerkatzen von Sumatra und Borneo nach Celebes hinüber, nämlich in der Form des großen pavianartigen *Cynopithecus niger*. Eigentümlich verkümmert ist die Fischfauna, besonders im südlichen Celebes, das während der zweiten Hälfte der Tertiärzeit unter dem Meeresspiegel lag. Obwohl aber die große Familie der Zypriniden, wie schon oben bemerkt, mit keiner einzigen Art die Makassarstraße überschreitet, wissen wir durch Webers Forschung, daß Celebes trotzdem Süßwasserfische indischen Charakters besitzt. Nur durch drei Arten der Gattung *Phalangista* (Kusu) kündigt sich Australien in der celebesischen Säugerfauna deutlich an; das aber besagt entwicklungsgeschichtlich sehr wenig, weil diese kleinen zählebigen Beuteltiere in die Baumwipfel klettern, daher mit schwimmenden Bäumen öfters über das Meer treiben und somit auf fast allen Inseln des östlichen Malayenarchipels gesehen werden.

Am weitesten entfernen sich vom übrigen Archipel die Philippinen. Sie sind wie räumlich so auch faunistisch eine abgesonderte Unterprovinz. Ziemlich dürftig ist ihr Säugetierbestand; Elefant, Nashorn, Tapir und Menschenaffen fehlen, indessen der Magotaffe, der Koboldmaki, der Flattermaki, eine Spitzhörnchen *(Tupaja)*-Art sind doch echt malayisch, die drei Hirscharten der Philippinen weisen auf China und Formosa als ebenfalls hirschreiche Nachbarlande. Die reichhaltige philippinische Vogelwelt bezeugt durch starken Endemismus den langen Sonderbestand der Inselgruppe; mehr als $^2/_3$ der Landvögel sind nur philippinisch. Die hübschen kleinen *Loriculus*-Papageien kennzeichnen auch die Ornis als zweifellos malayisch, was nicht ausschließt, daß selbst Anklänge an Australien begegnen wie Kakadus und Großfußhühner.

VII. Transsaharisches Afrika.

Das afrikanische Festland südwärts der großen Wüste ist uraltes Land, seine Tierwelt jedoch zeigt wie ein Palimpsest neben massenhaften altertümlichen Lebensformen Zuschläge aus geologisch recht jugendlicher Vergangenheit. Die älteren Verbindungen weisen alle nach Südasien, insbesondere nach dem indomalayischen Faunareich, denn noch bis zum Schluß der mesozoischen Ära schied ein breiter Meeresgürtel da, wo sich jetzt die Sahara ausbreitet, von den Atlasländern und von Europa. Erst im Verlauf des Tertiäralters erfolgte Tierzuwanderung aus Südosteuropa über die Landbrücke an der Stelle des östlichen Mittelmeers samt dem ägäischen Meer und aus Vorderasien.

Die Tierwelt des transsaharischen Afrika trägt ein wesentlich ostfestliches Gepräge, bildet aber doch den am eigentümlichsten abgesonderten festländischen Faunakreis innerhalb des Küstenzugs der Ostfeste. Nie sind in diesen Raum eingezogen Bären, Wölfe, Hirsche, Marder, Maulwürfe, auch keine echten Rinder, Schweine, Ziegen, Schafe und Kamele, ehe der Mensch Tiere dieser Gruppen für seinen Gebrauch einführte. Mit der indischen Welt verknüpfen am auffälligsten der großohrige afrikanische Elefant, die Nashorngattung (von der in Afrika nur zweihörnige Arten vorkommen) und, abgesehen vom Löwen (S. 93), die Afrika eigenen zwei Anthropoiden (Gorilla und Schimpanse). An Stelle der Schlankaffen treten die Meerkatzen *(Cercopithecus)* und die hundsköpfigen Paviane *(Cynocephalus)* auf. Die Halbaffen begegnen gleichfalls in anderen Formen als in Indien: in der Familie der Galagos quer durch den ganzen äquatorialen Gürtel und in der Gattung der Pottos *(Perodicticus)*, die, obwohl mit den indomalayischen Loris nahe verwandt, allein den tropischen Küstenländern Westafrikas angehört. Gleichfalls ist das zierliche Wasserzwergmoschustier *(Dorcatherium aquaticum)*, der einzige Vertreter der Traguliden außerhalb Südostasiens (S. 253), bloß westafrikanisch; es ist die einzige überlebende Art dieser noch in der zweiten Hälfte des Tertiäralters von Indien bis Europa verbreiteten Gattung.

Statt der eigentlichen Rinder besitzt Afrika Wildstiere wie den Kapbüffel *(Bos caffer)* und einige kleinere Arten, die teilweise von den Eingeborenen gezähmt worden sind. Ähnlich treten an Stelle unserer Wildschweine die Flußschweine *(Potamochoerus)*, nach ihrem pinselähnlichen Haarbesatz an den Ohrspitzen auch Pinselschweine genannt, und die Warzenschweine *(Phacochoerus)* mit den häßlichen Warzen im Gesicht und den mächtigen, weit vorragenden vier Hauern. An Viverriden ist Afrika nicht minder reich als Indien; außer den Viverren (Zibeth- und Ginsterkatzen) und den Mangusten (*Herpestes*-Arten, wohin auch der Ichneumon oder die Pharaonsratte zählt) sind ihm noch eine Vielzahl weniger allgemein bekannter Gattungen dieser kleinen langstreckigen Raubtiere mit Afterdrüsen eigen. Hingegen fehlt gänzlich

unser Fischotter; ihn ersetzt gewissermaßen ein großer Insektenfresser aus dem uralten Geschlecht *Potamogale* von den Lebensgewohnheiten des Otters, der mit Hilfe seines stark zusammengedrückten Schwanzes gewandt schwimmt. Stachelschweine sind bis ins Kapland verbreitet, jedoch nicht solche der mittelmeerischen Art (S. 240), sondern *Hystrix Africae australis*, das in der transsaharischen Fauna ganz vereinsamt steht, mithin zu den vielen Einwanderern aus Norden zu rechnen sein wird. Alteinheimisch erscheinen dagegen die Klippdachse (S. 240) sowie die Zahnlückergeschlechter *Manis* (Schuppentier) und *Orycteropus* (Erdferkel). Freilich kennt man jetzt aus dem Tertiär der Insel Samos sowohl das Erdferkel wie den Strauß und hütet sich daher vor dem Fehlschluß, daß Charaktertiere afrikanischer Landschaft, selbst wenn sie heute ausschließlich in Afrika leben, dort entstanden sein müßten.

Das transsaharische Afrika tritt uns vielmehr als ein Bergeraum zahlreicher Tierformen entgegen, die bis ins tertiäre, ja einige bis ins frühquartäre Zeitalter Europa und Südasien bewohnten. So sind heute Flußpferde nur in Afrika zu finden, aber noch zur Diluvialzeit tummelten sie sich auch in europäischen Flüssen. Damals weilte auf unseren Fluren das wollhaarige Nashorn, es hauste in unseren Gebirgshöhlen die der gestreiften an Körperkraft überlegene gefleckte Hyäne; gegenwärtig begegnet uns letztere erst im Sudan, dort noch zusammen mit der gestreiften, südlich des Äquators fast bloß mit der Schabrackenhyäne *(Hyaena brunnea)* in den ostafrikanischen Gestadeländern zusammen. Nicht einmal von so typischen Gestalten des heutigen Afrika wie den Giraffen und Antilopen läßt sich afrikanischer Ursprung behaupten, seitdem man Vorfahren derselben im Tertiär Griechenlands und Südasiens aufgefunden hat. Neben den beiden wunderbar menschenähnlichen Anthropoiden im westafrikanischen Tropenwald und den an vorweltliche Faunen erinnernden Elefanten oder Nashörnern ist aber in der That aus der Tierwelt nichts so bezeichnend für Afrika als die seltsam langhalsige Giraffe und die in unvergleichlicher Arten- und Individuenfülle Afrika bewohnenden Antilopen. Zumal die offenen Grasfluren, in denen Holzgewächse nur vereinzelt den Weg sperren, werden von manchen Antilopenarten in Herden zu Hunderttausenden durcheilt; dazu gesellen sich dann und wann Geschwader der ausschließlich afrikanischen Tigerpferde (Zebra, Quagga) und der pfeilschnelle Strauß. Wenn jedoch Afrika mit Recht der Erdteil der massenhaftesten Huftiere genannt wurde und noch jetzt so zu heißen verdient, obwohl das Jagdgewehr die Beute von Löwe, Schakal und Hyäne vieler Orten arg geschmälert hat, so bezieht sich das vornehmlich auf die Gattung der Antilopen, deren Arten auch zu $^{9}/_{10}$ endemisch afrikanisch sind.

Unter der Vogelwelt sind spezifisch afrikanisch die Musophagiden (Pisangfresser) und die Perlhühner, letztere hier die einzigen Vertreter der Fasanenfamilie. Der als Schlangenvertilger nützliche Sekretär ist ein

wie ein Reiher auf hohen Stelzfüßen daherschreitender Raubvogel; neben ihm überrascht am meisten die wunderliche Gestalt des Walfischkopfes *(Balaeniceps rex)*, eines echten Watvogels mit unförmlich vergrößertem Unterschnabel, der in den Kongo- und südwestlichsten Nilgewässern unablässig den Fischen nachstellt. Die für Afrika bezeichnende Papageiengruppe *Psittacus* glänzt meist mit grünem Gefieder nebst roten und gelben Abzeichen; indessen der bei uns meist gesehene Joko *(Psittacus erithacus)*, der, ähnlich wie der Schimpanse in seinem Vorkommen sich ziemlich gut deckt mit der Ausdehnung des westafrikanischen Waldgebiets, hat schlicht graues Gefieder bloß mit rotspitzigen Schwanzfedern. Nashornvögel kommen bei weitem nicht so zahlreich vor wie im indomalayischen Faunareich; unter ihnen hat sich in Abessinien die große Form *Bucorvus* gebildet, ein Vogel, der durch sein Bodenleben und seine Vorliebe für Aas gänzlich von den Verwandten abweicht.

Krokodile birgt fast jeder Fluß, indessen sind Reptilien und Lurche im ganzen nicht reich entwickelt bis auf die in heißen Erdstrichen immer zahlreichen Schlangen. Durch den Besitz der ausschließlich ostfestlichen Vipern schließt sich Afrika wiederum Europa und Asien an; es fehlen ihm dagegen die Nattern (Kolubriden) gänzlich, ebenso die geschwänzten Lurche. Giftschlangen wie die gefürchtete Puffotter wiegen vor, die mehrere Meter langen Riesenschlangen der Gattung *Python* sind jedoch giftlos und werden z. B. in Natal wie Katzen gehalten, daß man sie harmlos in den Furchen der Zuckerfelder ruhen sieht auf der Lauer nach Ratten und Mäusen. Agamenechsen sowie Chamäleons sind weit verbreitet; wir trafen sie bereits wie Vorposten Afrikas in den Mittelmeerlanden. Eine viel nähere Beziehung zu Südamerika als durch *Manis* und *Orycteropus* (die den dortigen Zahnlückern doch recht fern stehen) offenbart sich uns in den Amphisbänen, schlangenartig gleich unseren Eidechsen aussehenden Reptilien, die sich ungefähr gleichmäßig auf das transsaharische Afrika und auf Südamerika verteilen, ähnlich in der überwiegend südamerikanischen Gruppe der zungenlosen Lurche *(Aglossa)*, von denen die Gattung *Dactylethra* ausschließlich afrikanisch ist.

Die Fischfauna schließt sich durch die Karpfenfamilie an die übrige Ostfeste an. Von den drei Afrika eigentümlichen Familien von Süßwasserfischen ist die merkwürdigste die der Polypteriden, altertümliche Ganoïdfische, wie sie vormals bereits die paläozoischen Gewässer bevölkerten, gegenwärtig zumeist noch in Nordamerika überleben. Gleich den äquatorialen Breiten Südamerikas und Australiens weisen auch die Afrikas eine Lurchfischgattung *(Protopterus)* auf, also Fische, die sowohl mit Kiemen als mit der in eine Lunge verwandelten Fischblase atmen. *Protopterus* ist gut angepaßt an den afrikanischen Wechsel von Trocken- und Regenzeit; zur Zeit der Dürre wühlt er sich in den Schlamm, umzieht sich mit einer kokonartigen Schleimmasse und erwacht erst durch Eindringen der ersten Regen in den Boden zu neuem Leben.

Potto (*Perodicticus Potto*). Gorilla (*Troglodytes gorilla*). Flußotter (*Potamogale velox*). Turako (*Turacus macrorhynchus*).
Paradieswitwe (*Vidua paradisea*). Pinselschwein (*Potamochoerus penicillatus*).

Fig. 135. Flußszene aus Westafrika.

Weniger als in den asiatischen und amerikanischen Tropenlanden prangen die Schmetterlinge. Im Verhältnis zu jenen Landen tritt sogar die fast unabsehbare Formenfülle der Langhörnigen oder Bockkäfer etwas zurück; doch sind von den 262 bekannten afrikanischen Gattungen 216 endemisch. Noch etwas stärker zeigt sich der Endemismus bei der farbenprächtigen Familie der Zetoniden oder Rosenkäfer: von 76 hier vertretenen Gattungen sind 64 nur afrikanisch, darunter der bis 10 *cm* erreichende Goliath, der größte Käfer der Ostfeste.

Unter den Weichtieren stechen besonders große Nacktschnecken hervor. Die sonst so häufige Schneckengattung *Helix* reicht nur bis Abessinien, fehlt hingegen im übrigen transsaharischen Afrika. Dieses wurde dafür der hauptsächlichste Entwicklungsraum der Gattung *Achatina*, zu der einige der größten aller uns bekannten Gehäuseschnecken gehören.

Fig. 135 veranschaulicht uns einige typische Gestalten des westafrikanischen Waldlandes, wie es sich von der Ober- und Niederguineaküste aus binnenwärts ausdehnt. Am Flußufer ruht dicht am Stamm eines reich mit Epiphyten (auch dem Elephantenohr, S. 180) bewachsenen Urwaldbaumes der größte aller menschenähnlichen Affen, der Gorilla, der nur noch in geringer Anzahl an der atlantischen Küste vom äußersten Süden unserer Kamerunkolonie bis in die Loango-Landschaft angetroffen wird. An einem Lianenstrang, der von demselben Baum herabhängt, klettert ein kleiner Potto. Im Mittelgrund des Bildes sehen wir den erwähnten Insectenfresser in Fischottergestalt, der sich eben einen Fisch geholt hat. Zur Rechten bemerken wir das Pinselschwein nebst seinen Jungen, munteren, der Länge nach schwarz und gelb gestreiften Frischlingen. Darüber sitzt auf dem weit über den Wasserspiegel ausgreifenden Baumast der schöne grüne Turako, Mitglied jener nur in Afrika lebenden Familie der Pisangfresser. Links im Vordergrund bemerkt man die Paradieswitwe aus der nur afrikanischen Sippe der Widafinken (zu der ob ihres kunstvollen Nestgeflechts so genannten Familie der Webervögel gehörig); es ist ein Männchen, vor dem viel schlichteren Weibchen ausgezeichnet durch sein buntes Gefieder und die stattlich wie Schwingen vergrößerten zwei innersten Schwanzfedern.

Fig. 136 entrollt uns ein Bild des Tierlebens jener offneren, hauptsächlich grasbewachsenen Flächen, wie sie das westafrikanische Waldland im Norden (Sudan) und im Osten (tropisches Ostafrika) umgeben. Zur Seite der Kudu-Antilope mit dem schön gewundenen Gehörn erblicken wir die plumpe Gestalt des Nashorns, ferner das bizarre Erdferkel neben einem spitzen Termitenbau (die Termiten, fälschlich weiße Ameisen genannte Geradflügler, errichten diese in der afrikanischen Landschaft so häufigen Bauten aus gekauter Thonmasse, leben in deren zelligem Inneren und bilden die Lieblingskost der Erdferkel); im Vordergrund packt eben der Sekretär oder Schlangenadler eine Puffotter, und auf dem Baumstamm daneben hockt ein



Erdferkel (*Orycteropus aethiopicus*). Schwarzes Nashorn (*Rhinoceros bicornis*). Kudu-Antilope (*Tragelaphus strepsiceros*). Sekretär (*Serpentarius reptilivorus*). Baumhopf (*Irrisor erythrorhynchus*).

Fig. 136. Ostafrikanische Tiergruppe.

Paar glänzend befiederter Baumhopfe mit korallenrotem Schnabel, unseren Wiedehopfen verwandt, aber der ausschließlich afrikanischen Familie der Irrisoriden angehörig, die sich vom Sudan bis ins Kapland ausbreitet.

Das südöstlichste Afrika, etwa von der Limpopomündung um die Kalachari herum bis zum Kap, erinnert durch eine unerwartete Fülle eigenartiger Tierformen einigermaßen an die freilich noch weit reichere Flora im südwestlichen Kapland (S. 188) und wird wohl wie diese auf Einbruch größerer Landräume zurückzuführen sein, die den Entwicklungsboden für jene jetzt auf engeren Raum eingeschränkte Fauna hergab. So scharf wie die Kapflora hat allerdings die leichter bewegliche Tierwelt dieses Südens sich nicht abgesondert gehalten, sie geht namentlich gen Nordost allmählich in die tropisch-ostafrikanische über. Außer der Kaptaube *(Oena)*, die bis nach Madagaskar reicht, kennzeichnen nicht weniger als 18 verschiedene Säugetiergattungen heute noch die selbständige Stellung dieser Südostfauna. Große Affen fehlen ihr gänzlich, aber außer eigenen Affen- und Antilopenarten besitzt sie mehrere nur hier vorkommende Gattungen von Viverriden und Muriden (Mäusen), den Hyänen verwandte, eigene hundeartige Raubtiere *(Proteles*, den Erdwolf, und *Lycaon*, den Hyänenhund), eine eigentümliche Erdferkelart, endlich noch zwei ganz seltsame Insektenfresser, den Goldmull und den Rohrrüßler. Die Goldmulle führen ihren Namen vom metallischen Schimmer ihres Pelzes; es sind kleine, blinde, ohrenlose Wühler, die unsere Maulwürfe vertreten, sonst nirgends vorkommen als im südöstlichen Afrika, hier aber bis nach Ugogo. Die Rohrrüßler heißen nach ihrer röhrenartig verlängerten Schnauze und sehen wie vergrößerte Spitzmäuse mit känguruartig stark verlängerten Hinterbeinen aus, die ihnen zum Hüpfen dienen. Selbst diese Rohrrüßler indessen können als Einwanderer aus fernem Norden gedeutet werden, denn sie bilden ein zersprengtes Geschlecht: außer der südostafrikanischen Art, die bis ins Sambesigebiet gefunden wird, lebt eine zweite in Marokko.

Manches, was uns angesichts der gegenwärtigen Verteilung der Tiere Afrikas wie eine Vorpostenstellung erscheint, z. B. das Hereinreichen des Straußes nach Arabien, wird umgekehrt aufzufassen sein als Restvorkommen von Nachzüglern auf der Wanderstraße hinein in die ostfestliche Sackgasse Afrika. Ganz besonders führen Spuren derartiger Wanderzüge auf die nordwestlichen Gestadeländer des indischen Ozeans. Die Tertiärfunde in den Siwalikschichten Nordindiens haben uns dort die Vorfahren der afrikanischen Schimpansen kennen gelehrt. Die sehr alte, kurzhörnige Ziegengattung *Hemitragus* reichte schon im Tertiäralter von Indien mindestens bis zur Insel Perim am Eingang zum roten Meer und lebt noch heute in drei Arten am Himalaja, auf dem Nilgirigebirge und in Oman, wohin sie also offenbar vor Einbruch der Straße von Ormus gelangte. An der Südostküste Arabiens treffen sich indische und afrikanische Gewächse (S. 163). Mitten in der afrika-

nischen Tierwelt Abessiniens fanden wir Helixschnecken, lebt der ganz unafrikanische Steinbock *(Capra wali)*, während der echt afrikanische Pavian *Cynocephalus hamadryas* sich vom abessinischen Hochland bis nach Arabien, jedoch nicht über den 20. Parallelkreis hinaus verfolgen läßt, ein Beweis für die langwährende Verknüpfung der beiden Länder bis zur so spät erst erfolgten Versenkung, die den erythräischen Graben schuf.

Ganz verblaßt sind dem gegenüber die in graue mesozoische Vergangenheit zurückgeleitenden Zusammenhänge afrikanischer und südamerikanischer Tierwelt. In der gar anderen Verteilung von Land und Meer während der Jurazeit enthüllen uns die Paläontologen ein Festland, das quer über den heutigen südatlantischen Ozean Südamerika mit Afrika verknüpfte. Daher könnten die oben aufgeführten Verwandtschaftsbeziehungen der beiden Festlande in so alten Tierklassen wie denen der Lurche und Reptilien (denen sich auch solche der Insektenfauna zugesellen) ihre Erklärung finden, vielleicht desgleichen die auffällige Thatsache, daß die den Stachelschweinen systematisch nicht fern stehenden rattenförmigen Nager der Oktodontidenfamilie nur in Südamerika und Afrika leben. Recht bemerkenswert dünkt eine noch engere Verwandtschaft der beiden Nachbarerdteile im Kreis der Sirenen: von diesen ungeschlachten Säugern mit flossenartigen Vorderbeinen und wagrechter Schwanzflosse gleich den Walen kommt die Gattung der Lamantine oder Manatis nur noch in zwei Arten vor, die eine, *Manatus australis*, an der atlantischen Küste Südamerikas, von wo sie weit in den Orinoko und Amazonenstrom eindringt, die andere, *Manatus senegalensis*, an der tropischen Küste Westafrikas sowie in den dort mündenden Strömen. Da die Manatis meist von Tangen und Seegräsern leben, ohne je in hohe See sich zu wagen, müssen wir diese beiden Arten von einer Stammart ableiten, die einen zusammenschließenden Küstenzug bewohnte und nach dessen Zertrennung sich in gesonderte Formen spaltete. Weil jedoch Manatis aus vortertiären Erdaltern nicht bekannt sind und im Tertiäralter keine Brücke mehr Südamerika mit Afrika verband, andererseits fossile Manatireste im Tertiär des Ostens der Vereinigten Staaten nachgewiesen wurden, so dürfte das Fortleben der letzten Manatiarten zu beiden Seiten des atlantischen Meeres wohl eher an den dereinstigen Tertiärzusammenhang der Ost- und Westfeste in hohen Nordbreiten erinnern. In außeratlantischen Meeren kennen wir keine Manatis. Auch der afrikanische Manati, obwohl er sogar im abflußlosen Tsadsee lebt, geht nicht in den ostafrikanischen Küstenzug hinüber. Hier löst ihn vielmehr eine andere Sirene, die eine selbständige Gattung ausmachende Seejungfer (Dugong, *Halicore)* ab, die sich sodann längs den Nordküsten des indischen Weltmeers bis nach Nordaustralien ausbreitet.

VIII. Madagassische Gruppe.

Madagaskar muß etwa am Ende der zweiten Tertiärepoche, der oligozänen, vom afrikanischen Festland abgegliedert sein, denn es fehlen

seiner Fauna alle Affen, alle großen Raub- und Huftiere, die zur Miozänzeit ins transsaharische Afrika einwanderten. Nur eine eigene Art des Pinselschweins *(Potamochoerus Edwardsii)* lebt auf Madagaskar, und erst neuzeitlich ist daselbst eine kleinere Form des Flußpferdes ausgestorben; beider Vorfahren könnten jedoch von der festländischen Küste schwimmend die Insel erreicht haben, zumal als der trennende Mosambiquekanal noch nicht die jetzige Breite erlangt hatte. Von diesen zwei Ausnahmen abgesehen, besteht Madagaskars Säugetierwelt nur aus Halbaffen, Fledermäusen, Insektenfressern, zibethkatzenartigen Raubtieren und einigen Nagern der Muridenfamilie. Ein lebendiges Museum veralteter, frühtertiärer Tierformen fesselt uns hier, starker Endemismus und ein Gemisch von Arten, die teilweise nur noch auf entlegenen Erdstellen überlebende Verwandte besitzen, anderwärts aber ausstarben, bloß an dieser Stätte des Inselfriedens ohne Tiger und Löwe sich in wunderlicher Gesellschaft forterhielten. Unzweifelhaft indessen ist der Charakter der Fauna wesentlich ein afrikanischer; der vermeintliche einstmalige Landanschluß Madagaskars an Ceylon (die hypothetische «Lemuria») wird durch seine gegenwärtige Tierwelt nicht bestätigt.

Die stark überwiegende Anzahl der spärlichen madagassischen Säugerfauna besteht aus Halbaffen. Diese kleinen, meist fuchsköpfigen Klettertiere fanden wir zwar auch im indomalayischen Reich, doch in ganz anderen Typen; dreifach so zahlreich sind sie im festländischen Afrika zu Hause, und wieder mehr als doppelt so groß ist ihre Artenzahl in Madagaskar. Von 38 madagassischen Halbaffen sind mindestens 25 ausschließliche Bewohner dieser Insel. Dahin gehören die echten Makis oder Lemuren, nach denen man die Ordnung der Halbaffen überhaupt Lemuriden zu nennen pflegt, und die gänzlich vereinsamte Gestalt des katzengroßen Fingertiers *(Chiromys)* mit dem eulenartigen Kopf und dem stark verlängerten Mittelfinger an den vorderen Gliedmaßen.

Unter den Fledermäusen begegnen zwar fliegende Hunde *(Pteropus)*, von denen die größeren denjenigen im indomalayischen Gebiet ähneln, die kleineren hingegen deutlich afrikanische Verwandtschaft verraten. Höchst merkwürdig vertreten sind die Insektenfresser, nämlich fast nur durch die Familie der Tanreks oder Borstenigel, die sonst nur noch in Westindien Verwandte haben. Den größten und häufigsten Tanrek sehen wir in Fig. 137 abgebildet; er erreicht eine Länge von 30—40 *cm*, ist wie unser Igel mit Stacheln bekleidet und gräbt sich gleich den übrigen Tanreks maulwurfsartig in den Boden. Das einzige größere Raubtier, die löwenfarbige Pintsala *(Cryptoprocta ferox)*, gehört wieder ausschließlich Madagaskar an; es hat eine Länge von 1½ *m*, wovon aber mehr als die Hälfte auf den Schwanz entfällt, ähnelt einer kurzbeinigen Katze, stellt in der That eine Mittelform dar zwischen dem Katzengeschlecht und den Viverren, mit denen es die Afterdrüsen teilt, und schließt sich durch die Eigentümlichkeit des Gebisses an längst ausgestorbene Raubtierformen *(Pseudaelurus)* an.

Nicht so scharf tritt uns die Eigenart Madagaskars in den übrigen Tierklassen entgegen. In seiner Vogelwelt mischen sich afrikanische mit indischen Typen, was natürlich erscheint, da die Malediven nicht weiter abliegen von den Seychellen als Ceylon von Malaka; Pisangfresser, Baumhopfe und Nashornvögel fehlen der großen Insel. Mehrere Arten **straußartiger Laufvögel** (*Aepyornis*) sind vermutlich erst vom Menschen ausgerottet worden; dem riesenhaftesten derselben, *Aepyornis ingens*, darf man wohl das aufgefundene Riesenei zuschreiben, dessen Rauminhalt das Sechsfache desjenigen eines afrikanischen Straußen betrug. Die **Krokodile** bilden nur eine örtliche Varietät der festländisch afri-

Fig. 137.



Tanrek (*Centetes ecaudatus*).

kanischen. **Chamäleons** giebt es in reicherer Mannigfaltigkeit als irgendwo sonst, wogegen **Amphisbänen** vermißt werden.

Vogelflug, Winde, Meeresströmungen verknüpfen mit Südasien, letztere auch mit Australien. Kein Wunder also, daß Madagaskar **Helix**-arten besitzt, seine Insekten im Westen mehr afrikanisch, im Osten mehr indomalayisch, ja teilweise australisch sind. Am denkwürdigsten jedoch erscheinen die Beziehungen zu Amerika, zumal wenn wie bei den Tanreks, ferner beim Vorkommen der Riesenschlangen *Corallus* und *Boa* bloß in Madagaskar und Südamerika oder der schönen Tagmotte *Urania* bloß in Madagaskar und Westindien, das Festland Afrikas an denselben nicht teilnimmt. In diesem Fall werden wir annehmen müssen, dass auf dem Boden des letzteren die Zuwanderung überlegener Geschöpfe aus

Norden nach Madagaskars Loslösung die den amerikanischen verwandten Organismen vernichtete. Zweierlei Hinzugsstraßen konnten nach Südamerika führen: eine jüngere konnte weit über die Nordhalbkugel ausgebreitete Tiere wie nach Afrika so über Nordamerika nach dem Süden der neuen Welt geleiten, eine ältere, mesozoische, ging von Ost nach West, als Afrika, wie man vermutet, mit Südamerika noch in einer einzigen Landmasse verschmolzen war. Auf letzterem Wege könnten sich die Laufvögel vom Straußentypus von einem anscheinend indischen Ursprungsherd (wie auf der Landbrücke an Stelle des heutigen Malayen-Archipels nach Australien) über Afrika nach Südamerika zerstreut haben, denn in Nordamerika entdeckte man noch nie Fossilreste von ihnen.

Die madagassische Trabantengruppe (Komoren, Seychellen, Maskarenen) teilt mit der Hauptinsel faunistische Grundzüge, obwohl ihr Säugetiere beinahe ganz mangeln; nur der Tanrek und eine Lemurenart findet sich auf den Komoren, der sehr indisch aussehende *Pteropus Edwardsii* auf den Seychellen, eine nahe verwandte Art auf den Komoren. Der einstmalige Landzusammenhang dieser kleinen Eilande mit Madagaskar, sowie durch dieses mit dem afrikanischen Festland wird verbürgt durch *Rana mascareniensis*, eine zierliche, über alle die Inseln und bis nach Ostafrika verbreitete Froschart, nicht minder durch die großen Landschildkröten der Gattung *Testudo*. Riesenschildkröten waren im Tertiäralter weit ausgedehnt über den Norden, von Indien bis Nordamerika; in Parallelwanderung erreichten sie den Süden, wo sie nun allein fortleben auf den nach ihnen benannten Galapagosinseln, den Maskarenen und dem kleinen Aldabra-Atoll zwischen den Seychellen und den Komoren. Auf Aldabra leben vier Arten dieser urweltlichen Reptilien in Unmasse und bis zu einem Gewicht von 400 *kg*, sich im Buschdickicht verbergend und nur zur Eiablage den sandigen Strand aufsuchend. Auf den Maskarenen sind sie jüngst der Ausrottung erlegen, indessen noch im Jahre 1691 sah ein Reisender auf Rodriguez Scharen von ungefähr 3000 Stück der lang- und zählebigen Tiere beisammen, dass der Boden wie mit ihnen gepflastert erschien. Gänzlich vernichtet sind die großen Wasserhühner der Maskarenen, von denen das mannshohe Riesenwasserhuhn (*Gallinula gigantea*) noch gegen Ende des 17. Jahrhunderts Réunion und Mauritius bewohnte, und die plumpen Erdtauben, die Dronten. Von diesen besaß jede der drei Maskarenen ihre eigene Art: Réunion den *Didus borbonicus*, Mauritius den *Didus ineptus* von der Größe einer Gans und Rodriguez den *Pezophaps solitarius*. Da sie alle drei vollständig flugunfähig waren und wohl auch kaum von einer besonders flugkräftigen Stammart sich herleiten, so deuten auch sie auf den früheren Landzusammenhang der obschon aus vulkanischem Gestein aufgebauten Inseln, zugleich indessen durch ihre deutliche Verschiedenartigkeit, die sich bei der Erdtaube von Rodriguez sogar zu generischen Unterschieden steigert, auf bereits recht lange Geschiedenheit jener von einander.

IX. Nordamerika.

Zur Kreidezeit und noch tief in die Tertiärzeit trennte ein breites Meer die Hauptmasse des heutigen Nordamerika von Südamerika und drang von Süden her in den Westen der nordamerikanischen Landmasse ein, dessen pazifische Randteile absperrend vom Osten. Durch Ausbildung der mittelamerikanischen Landbrücke fand Nordamerika erst seit dem Miozänalter, endgültig in der heutigen Form vielleicht sogar erst im Pliozänalter Anschluß an den südlicheren Zwillingskontinent, sodass noch heute Fisch- und Weichtierfauna der Meeresteile im Osten und Westen Mittelamerikas auffällig übereinstimmen.

Diese uralte Absonderung von Südamerika zusammen mit der Landverbrückung über die heutige Beringsstraße hinüber nach Asien, dann in der Neuzeit die Verbindung dort, die Abgliederung hier bedingt wesentlich die Grundzüge der Tierverteilung in Nordamerika, das wir faunistisch bis in die *tierra fria* Mejicos hinein rechnen. In seinen nördlichen Breiten ist seine Tierwelt der europäisch-nordasiatischen innig verwandt, dieselben Arten wie im ostfestlichen Norden oder doch vikarierende Arten derselben Gattung (wie wir es schon vom Biber erwähnten, S. 87 f.), seltener vikarierende Gattungen begegnen dort; je weiter wir aber gen Süden gelangen, desto fremdartigere Formen treffen wir an.

Ein paar allbekannte Vertreter nordamerikanischer Fauna zeigt uns das umstehende Bild: den grauen Bär, das größte und furchtbarste Raubtier der neuen Welt, das den Nordwesten bewohnt und bis ins kalifornische Hochgebirge reicht, dazu den Bison, fälschlich Büffel genannt, dessen galoppierende Herden noch vor kurzem mit vieltausendfältigem Hufschlag die Prärieen erdröhnen ließen (vergl. oben S. 77). Und doch wie nahe steht der graue Bär unserem braunen, der übrigens in den weiten Wäldern des amerikanischen Nordens am harmloseren schwarzen Bären *(Ursus americanus)* einen noch näheren Verwandten findet, und wie ähnlich sieht der Bison unserem Wisent, das im Kaukasus noch fortlebt (S. 237). Die nachfolgende Tafel (Fig. 139) lässt gleichfalls heimische Tiergestalten erkennen: das amerikanische Elch, das von unserem Elch oder Elentier ähnlich unbedeutend abweicht wie der Wapiti Nordamerikas von unserem Edelhirsch (während das Renntier Nordamerikas sogar nur eine Varietät des ostfestlichen darstellt), daneben die Springmaus, ganz ähnlich den hüpfenden Dipodiden unserer Steppen und Wüsten (S. 242); außerdem aber gewahren wir zwei ausschließlich amerikanische Typen: das Baumstachelschwein oder den Urson, der hier die Stachelschweine der Ostfeste vertritt, und das Stinktier, einer ebenfalls ausschließlich amerikanischen Gruppe der Marderartigen zugehörig. Auch sonst mangelt es in der nordamerikanischen Säugerfauna nicht an eigenartigen Formen; das beweisen die Geschlechter von Waschbär *(Procyon)* und Rüsselbär *(Nasua)*, Verwandte des indischen Panda (S. 253), die schöne Hirschgattung *Cariucas*, die innerhalb der Vereinigten Staaten *Cervus* ablöst, ferner die Gabelgemsen *(Antilocapra)* des



Fig. 158. Grizzlybär (*Ursus ferox*) und Wisent (*Bison americanus*).

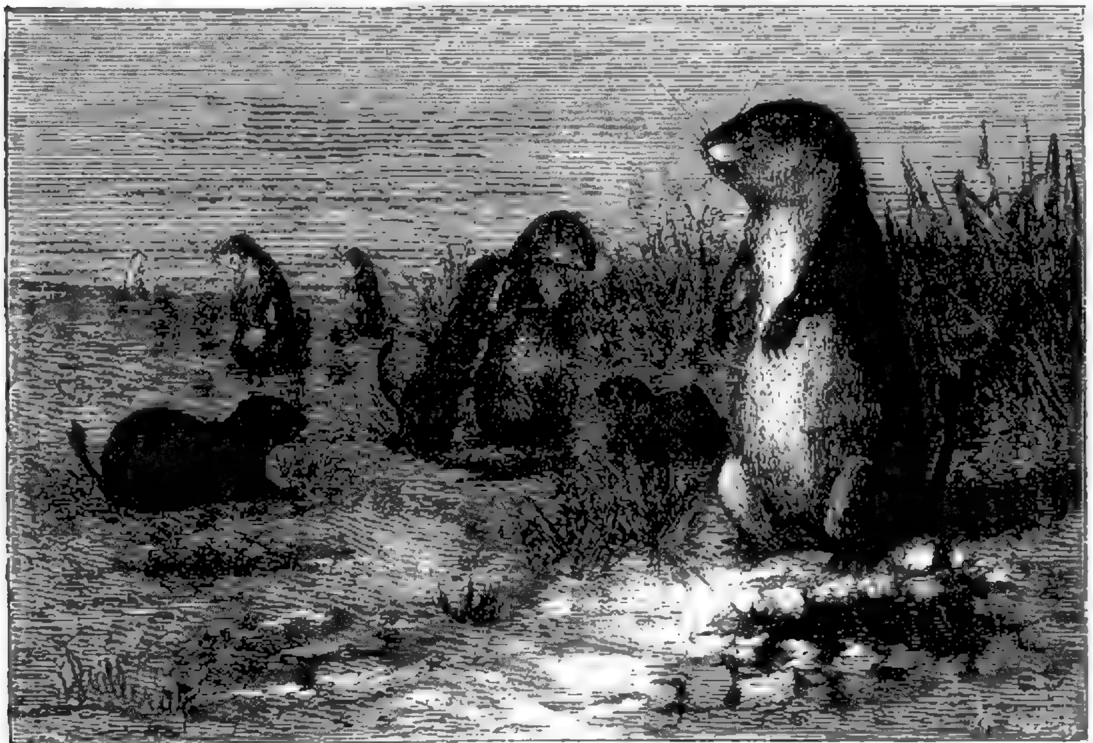


Amerikanisches Elch oder Mustier (*Alces americanus*). Springmaus (*Jaculus hudsonius*). Baumstachelschwein (*Erethizon dorsatus*). Stinktier (*Mephitis mephitica*)

Fig. 130. Nordamerikanische Tierwelt.

Felsengebirges mit dem gabligen Gehörn, das wie ein Geweih jährlich abgeworfen wird (sie ersetzen die ganz fehlende Gruppe der Antilopen), unter den Nagern die Weißfußmäuse *(Sitomys)*, die an Stelle unserer Ratten und Mäuse treten, sowie die Präriehunde *(Cynomys)*, eine zahllos die Prärieen bewohnende Mittelform zwischen unseren Zieseln und Murmeltieren, die gleichfalls in Amerika fehlen. Indessen alle diese Gestalten ähneln mehr oder weniger heimischen. Das gilt auch von Puma und Jaguar (S. 92 f.), die sich erst seit Vorhandensein der Panamaenge über den Süden verbreitet haben. Allerdings fehlen auch einige ostfestliche Säugetierformen ohne Ersatz, so die Viverriden, Hyänen, Kamele, Giraffen, seit Aussterben des Mammut die Elefanten, ferner die Nashörner, Flußpferde und merkwürdiger Weise das ganze Pferdegeschlecht, das noch

Fig. 140.



Präriehunde *(Cynomys Ludovicianus)*.

in früher Quartärzeit in Nordamerika häufig war und erst von hier aus Südamerika erreichte, dort zumal die Pampas in Masse erfüllte, bis es auch da vermutlich einer Ansteckungskrankheit erlag.

Das ehrwürdigste Altertum innerhalb der nordamerikanischen Säugerfauna kommt den Opossums *(Didelphys)* zu; sie sind fast die einzigen nichtaustralischen Beuteltiere der Gegenwart; ihre Vorfahren waren noch zur Oligozänzeit über die Nordhalbkugel weit ausgebreitet, auf der Ostfeste westwärts bis nach Frankreich und England. Andere uns ungewohnte Tiergestalten, wie die bis Texas vorgedrungenen Gürteltiere darf man mit Recht als neue Eindringlinge aus Südamerika betrachten; aus klimatischen Gründen begegnen solche Überläufer mannigfaltiger erst von den Küsten-

gehängen des mejicanischen Hochlandes ab. Das im Süden der Vereinigten Staaten nicht seltene Pekari *(Dicotyles torquatus)* darf man dagegen nicht zu jenen Zugewanderten zählen; die Pekaris stellen vielmehr eine Abwandlung des europäisch-asiatischen (in Amerika nicht einheimischen) Schweinetypus dar, waren schon zur Tertiärzeit in Nordamerika häufig und überschritten später erst, aus dem Norden mehr und mehr zurückweichend, die Brücke nach Südamerika.

In der Einzelverteilung der Säuger wie der übrigen Tierklassen über den weiten Raum spielen außer den klimatischen und landschaftlichen Verschiedenheiten — nordische Nadelholzwaldung, gemischte Bestände im Land Kanada sowie Osten der Vereinigten Staaten, dann die nach Westen zunehmende Steppen- und Wüstendürre, endlich die pazifische Küste mit mild gleichmäßiger Temperatur, reichlichen, in Kalifornien jedoch bloß winterlichen Niederschlägen — auch geologische Rückwirkungen ihre Rolle. Wie in der Flora offenbart sich auch in der Fauna die Sonderstellung der Küstenländer längs der Südsee, mitunter Gemeinschaft mit denen auf der asiatischen Gegenseite. Dass die nordpazifische Seeotter *(Latax)* von Japan sich herüberzieht auf die nordamerikanische Westküste kann nicht Wunder nehmen, aber man kennt auch unter den Landtieren eigentümliche Zusammenhänge. So kommt von der maulwurfartigen Gattung *Urotrichus* die eine Art in Japan, die andere in den Bergen von Britisch-Kolumbien vor; die nordamerikanische skinkartige Eidechse *Eumeces quinquelineatus* ist kaum zu unterscheiden von der japanischen Form *Eumeces marginatus*.

Die Vögel entsprechen ebenfalls im allgemeinen den europäisch-nordasiatischen, oft stellen sie nur Varietäten letzterer dar, viele sind identisch. Eigengut Nordamerikas ist der Truthahn *(Meleagris)*, der von hier aus erst zu uns gebracht wurde. Eine Parallelentwicklung der ostfestlichen Geier bildet die endemisch amerikanische Gattung *Cathartes*, aus der im Westen der größte Raubvogel Nordamerikas, der kondorähnliche *Cathartes californicus* hervorgegangen ist. Dem Wanderzug der Vögel öffnen die weiten Ebenen des Ostens ohne westöstlich verlaufende Gebirgsschranken riesige Räume, und der Wechsel heißer Sommer, eisiger Winter treibt die gefiederte Welt, diese Gelegenheit zu benutzen. Bekannt sind die Wanderflüge einer Schweiftaube dieses Ostens in Scharen von vielen Tausenden, der danach benannten Wandertaube. Manche Wandervögel der Vereinigten Staaten suchen Schutz vor der Winterkälte in Mejico und Mittelamerika, einige ziehen über das Meer nach Westindien oder bis Venezuela, ja gewisse Watvögel fliegen bis nach Patagonien. Umgekehrt lockt die Sommerwärme Gäste aus dem Süden; längs der pazifischen Küste, wo die heimische Vogelwelt bei den milden Wintern viel weniger Anlass zum Wandern hat, eilt allsommerlich eine Kolibriart bis nach Alaska, dort zu brüten. Die nur amerikanische Familie der Kolibris hat aber von Süden her durch ein paar Arten auch bereits Heimatsrecht im Osten der Vereinigten Staaten gefunden,

desgleichen ein Papagei, der gelbköpfige Karolinensittich, den man bis zum Missouri und Delaware antrifft.

Reptilien und Amphibien entfalten mehr eigentümliche Fülle, besonders die ersteren. Das Mississippisystem birgt die charakteristisch amerikanische Krokodilinengattung der Kaimans *(Alligator)*, von der überraschender Weise eine Art in China, im Jangtsekiang, gefunden wurde. Die ostfestlichen Agamen werden ersetzt durch die Iguaniden, die außer in Madagaskar fast bloß in Amerika aus der Urzeit überleben. Sehr reich entwickelt, sogar in höheren Breitenlagen sind die Schlangen; die giftigen Klapperschlangen, die hier ihre Hauptentfaltung erzielten, gehen bis nach Kanada. Land- und Süßwasserschildkröten (unsere *Emys*, aber auch durchaus eigene Gattungen) begegnen ebenso häufig wie bei uns selten. Unter den Amphibien finden sich aalförmige Verwandte des japanischen *Cryptobranchus;* der Axolotl der mejicanischen *tierra fria* (S. 56) vertritt unseren Salamander. Der wasserreiche Osten Nordamerikas beherbergt eine Unzahl von Fischen, zumal im weitausgebreiteten Geflecht des Mississippi und in den kanadischen Seeen, der größten Süßwasseransammlung der Erde. Auch hier stoßen wir nicht so oft auf Bekannte aus der Heimat (wie z. B. auf unseren Hecht, auf zahlreiche Verwandte unserer Welse); nicht weniger als fünf ganze Familien von Fischen sind endemisch.

Noch einmal jedoch offenbart sich innige Verwandtschaft mit dem Norden der Ostfeste in den Insekten, obwohl sich mit der Annäherung an Mejico immer massenhafter südliche Arten einmischen. Schon kennt man über 500 nordamerikanische Schmetterlinge und Wallace bezieht diese erstaunliche Fülle zum Teil darauf, dass es sich dabei um Südwärtsdrängen zahlreicher, selbst arktischer Arten der Tertiärzeit handle, denen die furchtbare Inlandeisdecke des Diluviums (im Osten bis über den 40. Breitenkreis) den Nährboden raubte, woraus sich außerdem die vollkommene Identität so zahlreicher Schmetterlingsarten ungezwungen erklärt, deren Verbreitungsgebiet trotz in nachdiluvialer Zeit gewiss erfolgtem Vorrücken der Nordgrenze auf Ost- und Westfeste nicht wieder den Zusammenschluss erfuhr, der ihm vorher in höheren Breiten wohl zukam.

Unter den Landschnecken tritt keine große Reichhaltigkeit hervor; der feuchtere Osten besitzt weitaus die meisten Arten. Auch hier bewährt sich die Gattung *Helix* mit 80 Arten als die formenreichste.

Ganz einzig auf Erden ist hingegen Nordamerika, wieder voran seine Osthälfte, ausgezeichnet durch seine Süßwassermollusken. Kein anderes Faunareich ist an Schnecken und Muscheln seiner Flüsse und massenhaften Seeen so überreich wie dieses. Unsere Malermuschel *(Unio)* hat daselbst an die 800 Gattungsgenossen, von den kleinsten bis zu den größten, manche von prächtigstem Perlmutterschimmer der Schaleninnenseite. Äonenlang muss also das östliche Nordamerika Land geblieben sein, denn jedes Eintauchen unter den Meeresspiegel hätte dieses reiche Erbteil an Mollusken, denen Salzwasser Gift ist, zerstört.

X. Tropisches Amerika.

An Artenfülle übertrifft dieses Faunareich alle übrigen. Unser Bild (Fig. 141) veranschaulicht nur wenige der bezeichnendsten Formen aus dem Urwald Brasiliens: den schwarzweißen wurmzüngigen Ameisenfresser, das Faultier, ein Paar Opossums mit Wickelschwänzen, eine Gruppe von Brüllaffen (gleichfalls mit Wickelschwänzen versehen, die als Anpassung an das Waldleben hier überhaupt absonderlich häufig und bei den verschiedensten Tiergruppen erscheinen), ferner im Hintergrund den Jaguar und rechts, dem Wasser entsteigend, die 6 *m* an Länge erreichende Anakonda aus der Pythonidenfamilie, verwandt mit der *Boa constrictor.*

Ganz wie im transsaharischen Afrika läßt sich auch in Südamerika eine alteinheimische Fauna von einer erst in späterer Tertiärzeit aus Norden eingewanderten unterscheiden, und wiederum sind es die jungzeitlich erst zu ihrer jetzigen Ausbildung emporgestiegenen Säugetiere, die uns die Vermischung der alten und neuen Elemente am besten erkennen lassen. Nur liegt in der neuen Welt die Verbindungsstraße (Mittelamerika nebst den mejicanischen Randstufen) noch zur Stunde ohne Wüstenschranke offen, um sich fort und fort in doppelter Richtung wirksam zu bewähren. Wir lernten schon Überläufer aus dem Süden kennen. Indessen weit bedeutungsvoller ist wie in der alten Welt der Einzug von Norden gewesen.

Sogar das größte Säugetier des tropischen Amerika, der Tapir, stammt aus dem Norden; die bis Mittelamerika vorkommende südamerikanische Tapirgruppe wie der indische Tapir sind Nachkommen längst erloschener Vorfahrenformen nördlicherer Breiten der Ost- und Westfeste. Das Pekari, der andere größere Dickhäuter Amerikas, erhält die Verbindung tropischer und nordischer Breiten noch lebendig, ähnlich die Familie der Prozyoniden (Wasch- und Rüsselbären). Die Baumstachelschweine begegnen in den Tropenwäldern Amerikas gleich den Stinktieren in eigenen Gattungen, jene mit Wickelschwänzen. Feliden, zum Teil dieselben Arten wie in Nordamerika, verbreiten sich bis in den fernen Süden (S. 93), desgleichen Kaniden, meist von wolfsartigem Aussehen. Bären haben sich nur über den Hochlandwesten verbreitet; schlägt man den kleinwüchsigen Ringelbär der Kordilleren zu einer selbständigen Gattung *(Tremarctos)*, so geht das eigentliche Bärengeschlecht *(Ursus)* nicht über Mejico südwärts. Die Zervidenfamilie dringt dagegen weit in die südamerikanischen Tropen vor, doch werden sie gen Süden kleiner, ihre Geweihe einfacher. Rinder, Ziegen, Schafe (auf dem Felsengebirge noch in so schönen Formen von Bergschafen vertreten) vermißt man in der alteinheimischen Tierwelt ganz, ebenso die Insektenfresser, deren südlichste festländische Art (eine Spitzmaus) in Costarica lebt.

Affen machen den vornehmsten Charakterzug der Tropenwälder Amerikas aus. Sie unterscheiden sich scharf von denen der Ostfeste als



Opossum (*Didelphys Azarae*). Faultier (*Bradypus tridactylus*). Brüllaffen (*Mycetes ursinus*).
Halsband-Ameisenfresser (*Tamandua tetradactyla*). Jaguar (*Felis onca*). Anakonda (*Eunectes murinus*)

Fig. [illegible]. Brasilianische Waldtiere.

Platyrrhinen (d. h. Plattnasen mit breiter Nasenscheidewand und seitlich sich öffnenden Nasenlöchern) ohne Backentaschen und Gesäßschwielen. Anthropoiden hat es hier nie gegeben, bloß kleine Krallenaffen (Hapaliden) in den äquatorialen Breiten und etwas größere Zebiden (zu denen die Brüllaffen zählen), letztere weiter verbreitet und von allen übrigen Affen, den Menschen eingeschlossen, dadurch unterschieden, daß sie in jeder Kieferhälfte 6 (statt 5) Backenzähne besitzen. Sind nun die Affen der neuen wie die der alten Welt Parallelentwicklungen, hervorgegangen aus der Ordnung der Halbaffen, so kamen auch die Vorfahren der Hapaliden und Zebiden aus dem Norden, denn nur Nord-, aber nicht Südamerika beherbergte im Tertiäralter Halbaffen. Gleichwohl wird man für Amerika behaupten dürfen: seine Tropenfauna beginnt an der Polargrenze seiner Affenwelt.

Fig. 142.



Kopf eines breitnasigen Affen. (Kapuzineraffe, *Cebus capucinus*).

Eigentümlich formenreich ist im tropischen Amerika nebst dem außertropischen Südamerika die Ordnung der Nager entwickelt. Manche sind groß und sehen Huftieren ähnlicher, so das größte aller Nagetiere, das nach seinem ständigen Leben an und in den Flüssen so genannte Wasserschwein *(Hydrochoerus Capybara)*; es gehört mit dem schwimmkräftigen Paka *(Coelogenys paca)* Brasiliens, dem Geschlecht der Agutis *(Dasyprocta)* und dem der Meerschweinchen *(Cavia)* in eine vorzugsweise südamerikanische Familie. Überwiegend südamerikanisch ist außerdem, wie schon früher bemerkt (S. 267) die Nagerfamilie der Oktodontiden; zu ihr zählt der durch fast alle Flußsysteme Südamerikas verbreitete Koypu oder Sumpfbiber mit rattenartig geringeltem Schwanz und die typische Gattung der Degus *(Octodon)*; letztere sind dunkelfarbige rattenähnliche Tiere, teilweise ein Leben wie unsere Eichhörnchen führend, die hier gänzlich fehlen. Übrigens begegnen wir auch hier den Weißfußmäusen *(Sitomys)* des Nordens, sogar auf den Galapagos-Inseln.

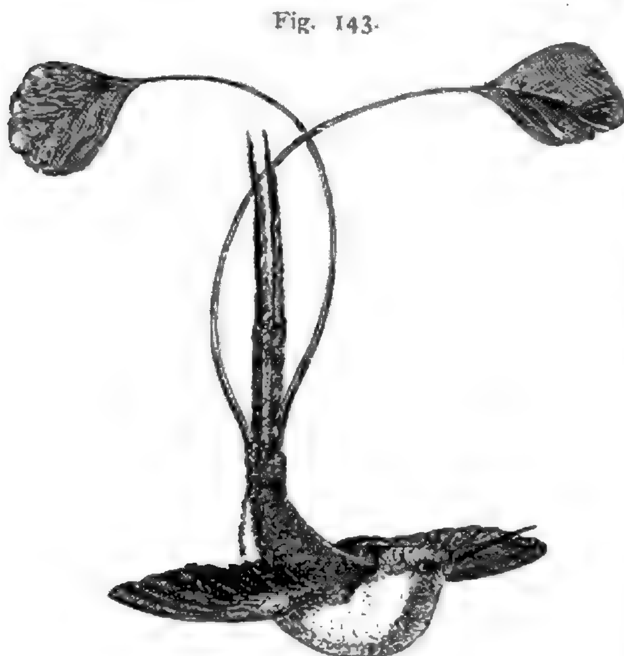
Ureinheimisch, ja eigentlich ursprünglich nur südamerikanisch ist die Ordnung der Zahnlücker oder Edentaten (denn die Schuppentiere und Erdferkel der Ostfeste werden ihnen mit Recht neuerdings nur als eine weitläufiger verwandte Sippe beigeordnet). Es leben von ihnen jetzt noch drei Gruppen fort: 1. die mit hornbedecktem Knochenpanzer auf dem Rücken wie Schildkröten geschützten Gürteltiere, von denen ein brasilianisches fast metergroß wird; 2. die Ameisenfresser mit kegelförmig verlängertem Schädel; 3. die rundköpfigen Faultiere. Letztere beiden Gruppen gehen gegenwärtig nicht über Mittelamerika hinaus, indessen finden sich die (einst eine vierte Gruppe von Edentaten bildenden) Erdfaultiere in Knochenresten bis Kentucky nordwärts; sie vereinigten die Kopfform der Faultiere mit den krallenbesetzten Gliedmaßen der

Ameisenfresser und lebten am La Plata noch mit vorgeschichtlichen Menschen zusammen; ausgestorben war jedoch schon damals das nahezu elefantengroße *Megalotherium*, das plumpe Untier der Gruppe, das sich wohl nur mühsam auf den Hinterpranken aufrichtete, den mächtigen Schwanz als Stützpfeiler benutzend, um wie ein Faultier die Blätter von den Waldbäumen abzuweiden.

Neben ein paar ihm eigenen Arten der ursprünglich wohl nur nordhemisphärischen Opossumgattung besitzt das tropische Südamerika, wie wir erst seit kurzem wissen, auf den Hochlanden von Kolumbien und Ecuador ein seltsamer Weise mit australischen Formen näher verwandtes Beuteltier: ein kleines mausähnliches Tier (*Caenolestes*), das vormals noch mannigfaltige Verwandte in Südamerika hatte nach Ausweis von Funden im Tertiär Patagoniens.

Unter den Fledermäusen sind die Blattnasen (Phyllostomiden) wesentlich auf Südamerika beschränkt; sie nähren sich sowohl von Früchten als von Insekten und ersetzen die hier fehlenden ostfestlichen Familien der fruchtfressenden fliegenden Hunde (Pteropodiden) sowie der insektenfressenden Hufeisennasen (Rhinolophiden). Auch der unbillig verschrieene Vampir (*Phyllostoma spectrum*) ist eine ganz ungefährliche große Fledermaus; sie hat eine Flügelspannung von 70 *cm*, jagt des nachts den Insekten nach und saugt statt Blut den Saft tropischer Früchte; andere, gerade kleinere Phyllostomiden sollen allerdings schwächere Fledermausarten heimtückisch überfallen, um ihr Blut zu saugen.

Fig. 143.

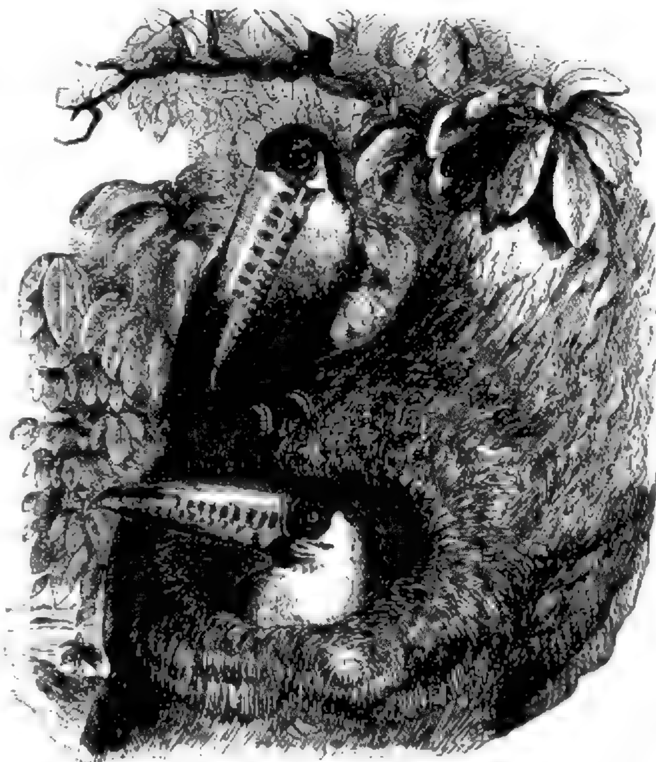


Honig-Kolibri.

Die Vögel des tropischen Amerika prangen meist in farbenglänzendem Gefieder, vornehmlich die Hunderte von Arten zählende Familie der Kolibris und die der Papageien. Dabei überrascht die starke Absonderung auch der Vogelwelt gegen die benachbarten Faunareiche, ja mitunter zwischen den einzelnen Länderstrichen selbst. Besonders reich an Vögeln erweisen sich die waldüberzogenen Gehänge der Anden, indessen viele Vogelgattungen kommen dort gar nicht, wohl aber in den Urwäldern des Ostens vor; Brasilien und Guayana scheiden sich im Besitz gewisser Papageigeschlechter; die eleganten Trompetervögel (Psophiiden) mit seidenglattem Gefieder sind fast ganz auf die Thalebene des Amazonenstroms beschränkt. Die Tukans oder Pfefferfresser

mit ungeheuerem, dennoch ganz leichtem, am Rand sägezähnigem Schnabel und mit Zeichnungen in lebhaften Farben auf dem sonst schwarzen Gefieder sind wie die Papageien als Klettervögel ans Baumleben angepaßt und verbreiten sich über die unermeßlichen Urwälder von Mejico bis Paraguay. Die dunkelfarbigen Hokkohühner, oft mit hübschem Federschopf geschmückt, manche truthahngroß und wegen ihres schmackhaften Fleisches gejagt, ersetzen die fehlenden Fasane der Ostfeste in der Wälderflur. Die Geier der alten Welt sind ebenfalls durch einen anderen Typus vertreten; ihn veranschaulicht am großartigsten der Kondor, der $2^3/_4$ *m* klaftert wie kein Vogel sonst; er ist Bewohner der Kordilleren, in deren tropischem Anteil er die Höhen über 3000 *m* zum Horsten bevorzugt, um aus weitsichtigsten Ätherhöhen auf seine Beute zu stoßen.

Fig. 144.



Ariel-Tukan.

Das tropische Amerika ist der Hauptverbreitungsraum der Alligatoren; die Flüsse des nördlichen Südamerika, namentlich die des Orinokosystems besitzen aber auch echte Krokodile. Unsere gewöhnlichen Eidechsen (Lazertiden) sowie die Warnechsen (Varaniden) sind als sehr spättertiäre Geschöpfe der Ostfeste überhaupt nicht nach Amerika hinübergelangt. Dafür hat zumal der tropische Teil der Westfeste reichsten Anteil an den 150 Arten der weit älteren Familie der Iguaniden oder Leguane, chamäleonähnlichen Baumechsen, zu denen der Basilisk gehört. Die minder umfassende Familie der Chirokoliden (Schindelechsen) ist sogar allein Brasilien zu eigen. Chelyiden oder Lurchschildkröten (so nach ihrem Leben auf dem Land wie im Süßwasser benannt) teilt das tropische Südamerika mit dem transsaharischen Afrika nebst Madagaskar, ja die Gattung *Podocnemis* kommt wundersam zerspalten in fünf Arten in Südamerika, in einer auf Madagaskar vor. Im Amazonenstrom- und Orinokogebiet leben Lurchschildkröten von gewaltigem Umfang; die Matamata wird 2 *m* lang, die Arrauschildkröte *(Podocnemis expansa)* ist kleiner, lebt aber in ungeheuern Scharen beisammen, sodaß ihre nachts in den Flußufersand gebetteten Eier eine willkommene Ernte für die

Indianer abgeben, die das Öl der Eier zum Kochen und Brennen benutzen. Die so zahlreichen Schlangen gehören zu weit verbreiteten Familien; keine Schlangenfamilie beschränkt sich auf dieses Faunareich. Das entspricht wohl dem höheren paläontologischen Alter der Ordnung, die sämtliche heißen Länder verwandtschaftlich verknüpft. Daß die Riesenschlangen der Gattungen *Corallus* und *Boa* nur in Südamerika und Madagaskar sich finden (S. 269), erinnert an den eben erwähnten Fall mit *Podocnemis*. Die Froschgattung *(Rana)* geht nicht über Mittelamerika hinaus; auch die geschwänzten Amphibien, in Nordamerika so häufig, betreten diese Landbrücke kaum, und bloß eine Salamandridenart reicht bis in das Hochgebirge bei Bogota. Baumfrösche und Kröten besitzt aber das tropische Südamerika viele und recht eigentümliche, so die Wabenkröte Guayanas, deren Junge sich aus wabenförmigen Grübchen des Muttertiers entwickeln, nachdem das Männchen den befruchteten Laich ihm über den Rücken gestrichen hat. Ganz außerordentlich ist die Fülle mannigfaltigster Fische in den großen Strömen, darunter Riesen wie der Pirakuru von reichlich 3 *m* Länge. Die Karpfenfamilie fehlt jedoch gänzlich. Die aalförmigen Lurchfische sind in Südamerika vertreten durch den Karamuru *(Lepidosiren paradoxus*, S. 74). Nur im Nordosten Südamerikas (so in den durchwärmten Sumpfgewässern des Llanos) finden sich auf Erden die merkwürdigen Gymnoten oder schuppenlosen Zitteraale, berühmt durch ihre elektrische Kraftäußerung.

Unüberschaubar artenreich ist das bunte, vielgestaltige Heer der Insekten. In eine unabsehbar lange Vergangenheit der Erdgeschichte eröffnet dieser gewaltigste Insektenschatz der Gegenwart den Blick, und wie abgeschlossen Südamerika von anderen Ländern im Verlauf dieser Entwicklung zumeist gewesen, das lehrt der starke Endemismus gerade seiner Insekten. Besonders die Schmetterlinge übertreffen die aller anderen Faunareiche an Zahl, Farbenpracht und teilweise auch an Größe; dabei findet man hier fast alle Schmetterlingsfamilien vertreten, nämlich 13 von 16, und 3 von jenen sind nur hier zu Hause. Unter den Geradflüglern vermissen wir auch nicht die Termiten Afrikas. Die artenreichste Ordnung jedoch bilden abermals die Käfer, voran die Bockkäfer, deren Tausende von Arten fast alle endemisch sind, ähnlich wie es die Lukaniden oder Hirschkäfer hier sind und auch die überwiegende Anzahl der Karabiden. Ansehnlich vertreten erblickt man ferner die durch ihren metallischen Schimmer hervorstechenden Buprestiden oder Prachtkäfer, bezeichnend schwach dagegen und in meist düstern Farben die sonst so farbenprächtigen Zetoniden. Gleich den Insekten erreichen auch die Spinnen hier mitunter ein in anderen Ländern unerhörtes Ausmaß, z. B. die handgroße Vogelspinne, die danach heißt, daß sie kleinere Vögel sich zur Beute holt.

Unter den Landschnecken ist es die Helizidengattung *Bulimus*, deren Arten besonders häufig durch Schönheit und Größe der Gehäuse

auffallen. Gegenüber den nordamerikanischen Schnecken zeichnen sich die des tropischen Amerika aber überhaupt aus durch Größe, lebhaftere Färbung und viel massenhafteres Vorkommen.

XI. Andinisch-Argentinisches Gebiet.

Dieses Faunareich tritt dem soeben betrachteten als ein nicht in jeder Hinsicht selbständiges zur Seite; wie Versteinerungsfunde lehren, war die beiderseitige Tierwelt (wenigstens innerhalb der Säugetierklasse) zur Tertiärzeit noch kaum von einander verschieden. Die Aufrichtung der Kordilleren verstattete aber den an kühleres Klima angepaßten Tieren ein leichtes Eindringen aus Norden allein auf diesem mächtigen Westwall Südamerikas, und als Steppenklima in die Pampas einzog, wo einst das *Megalotherium* im Urwalddickicht hauste, da begann auch quer durch die Niederung, etwa von der heutigen bolivianisch-chilenischen Grenze gen Südost bis ins nördliche Uruguay, eine Faunascheide zwischen Waldflur und Grasflur sich geltend zu machen.

Es tritt eine Verarmung der tropisch-südamerikanischen Fauna in den Südwesten des Festlandes hin ein, aber die Hauptgrundzüge der Fauna bleiben. Der Tapir und das Faultier verlassen freilich das tropische Waldland nicht, auch der Kapybara nebst dem großen Ameisenfresser reicht nur bis nach Uruguay südwärts, und namentlich die Affen schwinden bald jenseits des Saumes der tropischen Waldung. Die Feliden erstrecken sich dagegen bis zur Magellanstraße (S. 93), *Canis Azarae* geht durch ganz Südamerika bis nach dem Feuerlandsarchipel; die Falklandsinseln besitzen ihre eigene Hundeart, den grauen Falklandswolf *(Canis antarcticus)*. Gürteltiere, Stinktiere und die für Südamerika bezeichnenden Nager verbreiten sich gleichfalls aus dem tropischen in den außertropischen Teil der Niederung, während Insektenfresser in diesem wie im angrenzenden Faunareich niemals lebten, so wenig wie Karpfen in den Gewässern. Zerviden reichen über Ebenen und Gebirge bis in den äußersten Süden; der Rüsselbär (*Nasua*) dringt in den Kordillerenanteil unseres Gebiets, der Ringelbär *(Tremarctos)*, der südlichste aller echten Bären, bewohnt die Anden bis weit nach Chile hinein und heißt danach auch der Andenbär. Der Kondor scheut nicht einmal vor der kühlfeuchten Luft Patagoniens zurück, nur daß er dort tiefer nistet, zuletzt an der Küste selbst. Ebenso umflattern Kolibris noch die düsteren Dickichte des Feuerlandes. Seine Alligatoren hat auch das Geflecht des Parana.

Indessen zeigen unsere Bilder (Fig. 145 und 146) eine Mehrzahl von Tierformen, die allein dem Andinisch-Argentinischen Reich angehören. Auch landschaftlich von Bedeutung ist für die waldfreien Höhen der Kordilleren vor allem das Geschlecht der Auchenien oder Lamas, der einzigen Kameliden im heutigen Amerika, die zwar gegenwärtig bloß im westlichen Südamerika vorkommen, indessen dahin erst aus dem Norden eingewandert sind, wo man im Boden der Vereinigten Staaten Reste ihrer Vorfahren auffand. Die ihrer zarten Wolle halber geschätzten



Kondor (*Sarcoramphus gryphus*). Pflanzenmähder (*Phytotoma rara*). Vicuña (*Auchenia vicuña*).
Wollmaus (*Eriomys Chinchilla*).

Fig. 145. Tierwelt in den chilenischen Anden.

Vicuñas leben in kleinen Trupps auf den grasigen Kämmen des Hochgebirges. Ihre zierlichen Gattungsgenossen, die Guanakos, treiben in großen Rudeln zu Hunderten über Steilhänge und Hochflächen der Anden von Peru bis zur Magellansstraße, aber auch über die steinigen Niederungen Patagoniens. Die beiden übrigen *Auchenia*-Arten, das eigentliche Lama und das nur schafgroße Pako, kennt man bloß als Haustiere im tropischen Anteil der Kordilleren, jenes als treffliches Lasttier, dieses als Lieferer wertvoller Wolle. Links von der Vicuñagruppe erblicken wir den Pflanzenmähder, der eine nur aus drei Arten bestehende Vogelfamilie ausschließlicher Zubehör zu diesem Faunareich ver-

Fig. 146.



Mara (*Dolichotis patagonica*) und Nandu (*Rhea americana*).

gegenwärtigt. In der linken Ecke des Bildes (Fig. 145) gewahren wir noch die niedlichen Chinchillas, kaninchengroße Nager mit buschigem Schweif und längeren Hinter- als Vorderbeinen, die wegen ihres weichen (in Handel kommenden) Pelzes Wollmäuse genannt werden und die andinen Hochregionen unseres Gebietes in Masse bevölkern. Derselben Chinchillidenfamilie gehören die etwas größeren Viscachas an; sie sind charakteristisch für die argentinischen Flächen bis in den patagonischen Süden, insbesondere für die Pampas, wo sie in Unzahl den weichgründigen Boden zur Anlage ihrer unterirdischen Behausungen durchwühlen als die südlichsten von allen Steppennagern. Endlich zeigt uns Fig. 146 noch die

Mara, einen zu den Kaviiden, also in die Familie der Meerschweinchen gehörigen großen Nager Patagoniens, der gleichfalls in Gruben wohnt, doch mehr einem Huftier ähnlich sieht, und im Hintergrund eine Gruppe von Nandus oder dreizehigen Straußen der Gattung *Rhea*, deren drei Arten wiederum bloß in den offnen Fluren Argentiniens vorkommen, wohin sie aber nur aus nordhemisphärischen Fernen und zwar nicht über Nordamerika gelangt sein können (S. 270).

XII. Westindien.

Westindien gehört faunistisch in den mittel- und südamerikanischen Verwandtschaftskreis, verhält sich aber als tertiäre Abgliederungsmasse zu dem benachbarten Festland wie Madagaskar zu Afrika. Viele, einst weltweit verbreitete Formen haben sich hier im Inselfrieden bei einander erhalten, während sie sonst nur in fernen außeramerikanischen Gegenden zufällig fortleben, die einen hier, die andern dort. Das macht die sonst vorwiegend an Südamerika gemahnende Tierwelt Westindiens anderenteils buntscheckig.

Die äußerst spärlichen Säugetiere zeigen das typisch. Wir finden hier wider Erwarten Insektenfresser, jedoch nur die eine Gattung der Schlitzrüssler *(Solenodon)* mit einer Art auf Kuba, einer anderen auf Haiti. Es sind ungefähr katzengroße Tiere mit langer spitzmausartiger Schnauze und nacktem Rattenschwanz; sie haben auf der Erde sonst nirgends Verwandte außer den Tanreks Madagaskars (S. 269), mit denen man sie daher zusammen in die Familie der Zentetiden zählt. Sämtliche übrigen Säuger sind Fledermäuse (darunter eigene Gattungen von Phyllostomiden) oder Nager von durchweg südamerikanischer Verwandtschaft. Ein Aguti *(Dasyprocta cristata)* bewohnt als einziges größeres Säugetier die Kleinen Antillen; sonst kommt nur noch auf Martinique eine mächtig große Ratte vor, *Sitomys pilorides*. Die mausähnlichen Baumhutias, zwei Gattungen von Oktodontiden, *Capromys* und *Plagiodon*, dem südamerikanischen Wasserbiber nicht fern stehend, sind den Großen Antillen eigen.

Viel mannigfaltiger erscheint die Vogelwelt: in mehr denn 200 Arten, von denen nicht weniger als 177 endemisch sind. Lauter süd- und mittelamerikanische Formen begegnen, darunter natürlich Kolibris und Papageien, hingegen keinerlei Beziehungen zum Norden, obschon die Wandervögel aus Nordamerika zahlreich auf den Inseln überwintern oder sie vorübergehend als Rastplätze benutzen beim Weiterflug nach Südamerika. Unter einander sind die Inseln höchst auffällig verschieden in ihrer Ornis. Kaum ein halb Dutzend Arten sind allen vier Großen Antillen gemeinsam; sogar die Bahamas besitzen ihre eigenen Vogelarten.

Reptilien und Amphibien zeigen ähnlich starke Spezialisierung mit vorwiegend südlichen Verwandtschaftsbeziehungen. Von Wasserechsen giebt es Krokodile, aber keine Alligatoren. Die Pythonidengattung *Corallus* reicht von Südamerika herüber. *Trachycephalus*, ein Geschlecht tropischer Baumfrösche, bietet ein gutes Beispiel dar für reichere Arten-

fülle einer Gattung auf Insel- als Festlandboden: nur in einer Art lebt dies Geschlecht in Südamerika, alle die anderen 7 Arten verteilen sich auf Kuba, Haiti, Jamaica.

Die Insekten erweisen sich bei weitem nicht so reich entfaltet wie im festländischen Tropenraum Amerikas, und hier trifft man neben immerhin vorwiegend südamerikanischen Verwandtschaftszügen doch auch auf einige nordamerikanische, freilich gelegentlich auch auf ostfestliche, ja australische oder neuseeländische. Am meisten aber muss die Schneckenfauna überraschen. Westindien besitzt an die 1400 Schneckenarten, fast genau so viel wie das ganze übrige Amerika zusammengenommen, dabei aber durchaus nicht in einer der festländischen gleichmäßigen Zusammensetzung, ja in sofern sogar in gegensätzlicher, als auf dem amerikanischen Festland die *Operculata* nahezu so zahlreich auftreten wie die *Inoperculata*, in Westindien dagegen jene ganz zurücktreten. Inseln pflegen ja regelmäßig schneckenreicher zu sein, besonders wenn ihre Bedränger aus den Wirbeltierklassen so schwach vertreten sind wie hier. Indessen die westindische Schneckenwelt steht auch innerhalb der Inselfaunen einzig da durch ihre großartige Spezialisierung (birgt doch allein Jamaica über 500 Arten) und ihre fast mehr kosmopolitischen als amerikanischen Verwandtschaften. Neben völlig endemischen Schneckengattungen leben auf dieser Inselflur afrikanische, ja asiatische Formen, die sonst Amerika ganz fremd sind. Während die im tropischen Südamerika so häufige Gattung *Bulimus* bloß auf St. Lucia vorkommt, finden sich auf westindischem Boden Arten der *Cyclostoma*-Gruppe, einem sonst nur auf der Ostfeste reich entwickelten Formenkreis.

XIII. Australien.

Das australische Festland (nebst Tasmanien) zeigt noch gegenwärtig eine wesentlich mesozoische Säugetierfauna, wie sie bis in die Kreidezeit auch der benachbarten Ostfeste zukam. Noch lebt hier als Nachhall längst entschwundener Zeiten der letzte Rest eierlegender Säuger: das Schnabeltier und der Ameisen-

Fig. 147.



Schnabeltier *(Ornithorhynchus paradoxus)*.



Zebrawolf (*Thylacinus cynocephalus*). Stachelschwein-Ameisenfresser (*Echidna setosa*).
Wombat (*Phascolomys wombat*). Bandikut (*Perameles Gunnii*).

Fig. 148. Tasmanische Säugetiere.

igel (Fig. 148), der das Fell des Igels verbindet mit der Spitzschnauze und der vorstreckbaren Zunge der amerikanischen Ameisenfresser. Sie bilden die Ordnung der Monotremen, die mit derjenigen der Beuteltiere zusammen die weit ältere Unterklasse der Säuger ausmachen, nämlich die der Aplazentarier oder Mutterkuchenlosen, deren Junge im Embryonalzustand nicht so innig wie bei allen übrigen Säugetieren (den Plazentariern) mit dem Muttertier verbunden sind.

Von dieser physiologischen Eigentümlichkeit abgesehen, mit der die halbunreife Geburt der Jungen zusammenhängt, die darum die erste Zeit ihres Lebens in einer Hauttasche am Mutterleib (dem «Beutel») zubringen, besitzen die Beuteltiere wenig Gleichartigkeit, am wenigsten im Aussehen. Australien, der einzige Erdteil, in dem sich diese wundersame Welt der Beutler aus der mesozoischen Ära in Fülle forterhielt, während sie auf der Ostfeste dem Mitbewerb kräftigerer Geschöpfe ganz, auf der Westfeste fast ganz erlag, offenbart uns vielmehr die allerverschiedenartigsten Formen von Beuteltieren, als hätte sich die Schöpferkraft daran versucht, innerhalb dieser einen Ordnung Spiegelbilder aus den verschiedensten Ordnungen der Plazentarier zu erzeugen. Auch die Körperkleinheit darf man nicht als habituelles Kennzeichen der Beutler anführen, denn noch bis in späteste Tertiärzeit lebten in Australien sehr große Tiere aus dieser Ordnung, z. B. das *Diprotodon*, ein Größen- wie Zeitgenosse des südamerikanischen *Megalotherium*. Damals mag Australien wohl bei besserer Benetzung reichlichere pflanzliche Futtervorräte dargeboten haben. Möglicher Weise wirkte dann das Trocknerwerden des Klimas auf das Fortleben bloß kleinerer Tiere; jedenfalls steht die Wasserarmut des Landes andererseits mit der Fähigkeit so vieler australischer Tiere, hüpfend sehr rasch von dannen zu eilen, in züchterischer Verknüpfung, wie wir ähnliches ja auch sonst in Steppen und Wüsten beobachten. Sowie die Häufigkeit des Wickelschwanzes in Südamerika Gepräge des Waldreichtums bedeutet, so kennzeichnen die Hüpfer Australien als Trockenraum. Die nahezu 50 hier vorkommenden Arten der Gattung der Kängurus (Fig. 149) sind sämtlich durch die Stärke ihrer Hinterbeine und ihren Stemmschwanz als Springtiere ausgerüstet, aber auch das Geschlecht der Beutelspringmäuse stellt treffliche Hüpfer. Ganz andere Gestalten zeigt uns (Fig. 148) der den Schafen der Ansiedler so gefährliche zebrastreifige Beutelwolf mit echtem Raubtiergebiß, der mit dem Gebiß eines Insektenfressers versehene Bandikut oder Beuteldachs und der plumpe Wombat mit den Zähnen der Nager. Der Koala *(Phascolarctos)*, den die Ansiedler wegen seines Aussehens und täppischen Wesens den kleinen Bär nennen, lebt auf Bäumen von Pflanzenkost, desgleichen die Phalanger oder Phalangistiden, kleine Tiere mit Wickelschwanz im waldigeren Küstenland Nordost-Australiens; von ihnen erblicken wir auf dem Baum über der Kängurugruppe (Fig. 149) den niedlichen Flugbeutler, der seine behaarte Flughaut ganz wie die fliegenden Eichhörnchen Asiens benutzt.

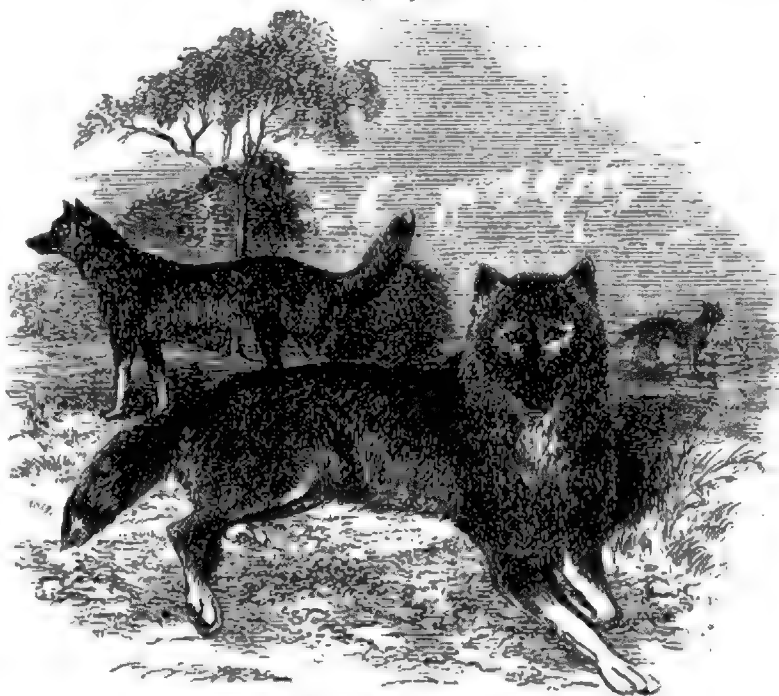


Emu (*Dromaeus Novae Hollandiae*). Schopftaube (*Ocyphaps lophotes*). Fliegendes Zuckereichhorn (*Petaurus sciureus*). Froschmaulziegenmelker (*Podargus strigoides*). [illegible]. Leierschwanz (*Menura superba*).

Fig. [illegible]. Tierwelt des australischen Festlands.

Von planzentalen Säugetieren sind allein vorhanden Fledermäuse und Nager. Jene werden u. a. durch fliegende Hunde *(Pteropus)* vertreten, die sich von den indischen wenig unterscheiden, diese bloß durch Muriden. Da Muriden fossil nicht in älteren als miozänen Schichten begegnen, Australien aber bereits seit der Kreide- oder frühesten Eozänzeit von der Ostfeste sich gelöst hatte, so sind die australischen Muriden wahrscheinlich auf schwimmenden Pflanzenmassen aus Südostasien angetrieben, wozu sie ihre Körperkleinheit gut befähigte. Indessen finden sich darunter zahlreiche, wenigstens gegenwärtig nur australische Arten, sogar einige selbständige Gattungen. Neben der über die ganze Ostfeste (außer Madagaskar) so weit verbreiteten Gattung *Mus* bevölkern als echte Springmäuse die Jerboaratten *(Conilurus)* die wüstenhaften Sandsteppen des australischen Inneren; die australische Biberratte *(Hydromys chrysogaster)* ist sogar ein Wassertier mit Schwimmhäuten, wogegen kein einziges Beuteltier Gewässer bewohnt: und eben jene Biberratte weist auf die Herkunft aus Norden, denn sie kommt völlig identisch auch auf Neuguinea vor.

Fig. 150.



Der Dingo *(Canis Dingo)*.

Offenbar ganz spät ist als Fremdling in die australische Säugerfauna ein wirkliches Raubtier eingetreten: der Dingo-Hund. Als bloß verwilderten Haushund können wir allerdings den Dingo nicht betrachten, seitdem Alfred Nehring gründlich dargethan hat, dass es sich hier um einen echten Wildhund handelt, der unserem Haushund nicht näher steht als unser Wolf, auch nicht bellt. Trotzdem wird der Dingo, der mit dem Menschen vermutlich stets so wie noch heute mit dem Australschwarzen ein nur ganz loses Gefolgschaftsverhältnis als wesentlich frei schweifendes Tier unterhielt, doch wohl erst mit uralten Anlandern unseres Geschlechts Australien betreten haben. Wenn sich in pliozänen Ablagerungen des Staates Viktoria fossile Dingoreste vorfinden ohne eine Spur vom Menschen, so beleuchtet das eben nur die ganze Schwäche solcher Negativbeweise für das Nichtvorhandengewesensein der Menschheit im tertiären Erdalter.

Der Dingo ist nie nach Tasmanien gelangt; diesem Umstand darf man es zuschreiben, dass allein auf dieser Insel der Beutelwolf noch fortlebt, während auf dem Festland von ihm nur Knochenreste sich finden. Sonst ist die tasmanische Tierwelt der festländischen ebenso innig verwandt wie die Pflanzenwelt; außer dem Beutelwolf leben noch 6 Beutler allein in Tasmanien weiter, die beiden Monotremen teilt die Insel mit dem Festland, desgleichen 13 Beutler, von denen nur vier etwas variiert sind, — ein Beweis der späten Abgliederung Tasmaniens. Viel größer ist der Unterschied der westaustralischen Säugerfauna gegenüber der ostaustralischen: von den 97 festländischen Aplanzentaliern fehlen dem Westen 61 (z. B. das Schnabeltier), und von den hier lebenden 36 Arten sind wieder 14 dem Westen allein eigen. In den übrigen Tierklassen liegt ein ähnlicher Gegensatz vor, wobei sich das zentrale Binnenland mehr zum Westen gesellt. Das wird man auf die noch zur Kreidezeit bestehende Scheidung Australiens durch eine von der Seite des Karpentaria-Busens eindringende breite Meeresfläche beziehen dürfen, die den Osten mit dem Westen höchstens im Süden durch einen schmalen Landstreifen zusammenhängen ließ. Es scheint, als ob der dem vermutlich nordwärts gelegenen Ursprungsherd der australischen Säugetiere noch heute näher liegende Osten Australiens für letztere den früheren Einzugsraum darbot, von wo aus dann später erst der Westen erreicht wurde.

Weniger fremdartig nimmt sich die Vogelwelt aus, obgleich auch sie gegenüber anderen Faunareichen sich durch hohen Endemismus auszeichnet. Naturgemäß treffen wir hauptsächlich Anklänge an die benachbarte indomalayische Ornis, sehr bezeichnend indessen erscheint die gänzliche Abwesenheit der Fasane, Geier, Spechte und echten Finken. Als spezifisch australische Formen erblicken wir in Fig. 149 den Emu (und zwar den mattbraunen Strauß Ostaustraliens, während der schlankere gefleckte Emu Westaustralien bewohnt), ferner den im männlichen Geschlecht so wunderbar geschmückten Leierschwanz, eine Art mit Federschopf versehener Tauben (welche kosmopolitische Familie doch in allen anderen Erdteilen glattköpfig ist) und den Froschmaul-Ziegenmelker, der seine Beute nicht wie echte Ziegenmelker im Flug fängt, sondern im Dunkeln auf den Bäumen Insekten und noch nicht flüggen Vögeln nachstellt. Besonders reich vertreten ist die Familie der Tauben; sie sind machmal mit den prächtigsten Farben geschmückt, nur nicht oberseits, wo ihr Gefieder meistens das matte Grün des australischen Laubes trägt; sie bedürfen dieser Schutzfärbung gegen die von oben drohenden Raubvögel, von unten her dagegen befehden sie weder Katzen noch Lemuren oder Viverren. Vor allen glänzen die Papageien mit prachtvollem Gefiederschmuck; charakteristisch sind unter ihnen für Australien besonders die mit Federschopf bekrönten Kakadus und die Keilschwanzloris oder Trichoglossiden. Letztere besitzen wie die gleichfalls für Australien so bezeichnende Familie der etwa 200 Meliphagiden (aus der Ordnung der Sperlingsvögel) eine lang vorstreckbare, in einen Pinsel auslaufende

Zunge, mit der sie den Honigseim aus dem Blütenkelch der zahlreichen nektarführenden Stauden und Holzgewächse des Landes aufschlürfen. Wie in anderen heißen Gegenden knüpfen mannigfaltige Webervögel ihre kunstvollen Nester ans Gezweig und bauen die in Australien sogar hervorragend formenreich entfalteten bunten Eisvögel ihre Nestlöcher mittelst des kräftigen kegelförmigen Schnabels in die Uferseiten der Flüsse. Die eigentümlichste Anpassung an das heißtrockene Klima und die weit zerstreuten, oft rasch versiegenden Tränkplätze verrät das Talegalla-Huhn aus der Familie der Großfußhühner (Megapodiden), denn das Weibchen legt seine ungewöhnlich großen Eier in hüglige Haufwerke von Erde und Laubabfall, sodass die von arger Sonnenglut erzeugte Fäulniswärme die Eier ausbrütet; auch sorgen die ausschlüpfenden Jungen sofort für sich selbst, ohne mütterlicher Pflege zu bedürfen.

Unter den Schlangen vermisst man Vipern und Krotaliden (Klapperschlangen). Die Artenzahl der Schlangen nimmt von Süd nach Nord zu: Tasmanien zählt deren nur 3, Queensland 42. Ungefähr $^2/_3$ der australischen Schlangen gehören zu den Elapiden oder Giftnattern. Das indische Leistenkrokodil *(Crocodilus biporcatus)* ist in den Flüssen des tropischen Teiles häufig. Skinke und Geckos machen die Hauptmasse der australischen Eidechsen aus; am reichsten an endemischen Arten dieser Reptilien ist der Südwesten. Süßwasserschildkröten der Chelyidenfamilie verbreiten sich über das ganze Festland. Geschwänzte Lurche fehlen durchaus, ähnlich wie in Südamerika; an frosch- und krötenartigen Amphibien weist dagegen Australien eine stattliche Anzahl auf, sogar eine Mehrzahl ihm eigener Familien. Fische kann man bei der kümmerlichen Wasserführung der meisten Flüsse nicht in größerer Fülle erwarten. Das Fehlen der Zypriniden bildet wieder einen negativen Zug von Verwandtschaft mit Südamerika. Eingeschrumpft zu einer einzigen Art lebt die kleinschuppige Familie der Gadopsiden allein noch in Australien nebst Tasmanien. Der in die Gattung *Ceratodus* gehörige australische Lungenfisch, also ein Ordnungsgenosse von *Protopterus* (S. 262) und *Lepidosiren* (S. 74), ist zur Zeit auf das Burnett- und Maryflüsschen an der Queenslandküste (unter 25—26° s. Br.) beschränkt, während dies altertümliche Fischgeschlecht in entlegener Vorzeit in sämmtlichen Erdteilen heimisch war.

An Schmetterlingen ist das trockene Australien arm; nur im besser benetzten tropischen Nordosten sind sie zahlreicher. Im ganzen schließt sich die Insektenfauna am nächsten an die indomalayische an. Käfer sind gut vertreten, namentlich Lauf- und Bockkäfer, verhältnismäßig am besten aber die Buprestiden oder Prachtkäfer. Die heißen und dürren Räume des Binnenlandes bilden die Brutstätte zahlloser großer Heuschrecken *(Tropiderus)* und alles Holzwerk zerstörender Termiten, die auch hier die Landschaft mit ihren Spitzkegelbauten übersäen. Umgekehrt erweist sich die Trockenheit den Weich-

tieren abhold. Von Schnecken kennt man nur etwa 300 Arten; sie schließen sich gleichfalls an das indomalayische Faunareich am nächsten an. Die für Südamerika kennzeichnende Gattung *Bulimus* fehlt.

XIV. Papuanische Inseln.

Neuguinea und die benachbarten Inseln, bis nach Neukaledonien im Südosten, haben den Grundzügen nach eine der australischen nächstverwandte Fauna, indessen doch eine so selbständige, dass in der Regel nur Gattungs-, nicht Artgemeinschaft mit dem australischen Festland vorliegt, Beweis dafür, dass die Losgliederung von diesem schon ziemlich früh im Tertiäralter erfolgte. Die Verwandtschaftsbeziehungen zum indomalayischen Faunareich, die wir beim festländischen Australien zu erwähnen hatten, steigern sich bei unserem Archipel gemäß seiner unmittelbaren Nachbarschaft zu jenem bedeutend, namentlich in der Molukkengruppe, die man fast geneigt sein könnte, der malayischen Inselwelt faunistisch zuzuschlagen, wenn man nicht überzeugt sein dürfte, dass so völlig unaustralische Typen wie der pavianähnliche *Cercopithecus nigrescens*, der Babirussa, der Molukkenhirsch und eine Zibethkatze erst vom Menschen dort eingeführt wurden.

Unser Bild (Fig. 151) lässt uns erkennen, wie sehr die Säugetiere in dem üppigen Wälderdickicht der Inseln zurückstehen, dagegen vor allem die Vögel und Insekten auffallen, nicht bloß durch Menge, sondern mehr noch durch ihre reich spezialisierte Mannigfaltigkeit und ihre Farbenpracht, besonders den eigentümlichen Metallschimmer, durch den sie dem Faunareich geradezu eine Signatur aufprägen.

Von den Monotremen vermissen wir das Schnabeltier, während der Ameisenigel in einer eigenen Gattung *(Proechidna)* auf Neuguinea erscheint. Von den 29 Beuteltierarten der großen Insel sind 25 auf dem Festland unbekannt, doch stimmen die Gattungen beiderseits meistens überein. Der Beutelwolf hat die papuanische Inselruhe nie gestört. Baumkängurus sind auf den waldigen Inseln noch zahlreicher als in Queensland. Aber auch die erdbewohnenden eigentlichen Kängurus werden auf dem Archipel nicht ganz vermisst, nur sind sie keine so flinken Springer und durchweg klein. *Macropus agilis* kommt auf beiden Seiten der Torresstraße identisch vor; andere *Macropus*-Arten nebst fliegenden Phalangern der Gattung *Petaurus* (Zuckereichhorn) teilt Neuguinea bloß mit den benachbarten Inseln. Nur nach den Neuen Hebriden sowie nach Neukaledonien verbreiten sich keine Beuteltiere mehr. Die Übereinstimmung der obschon geringfügigen Beutlerfauna auf den noch in der Flachsee von Neuguinea gelegenen Aru-Inseln und den bereits aus tieferem Meer aufragenden Kei-Inseln lässt auf ehemaligen Landzusammenhang beider mit Neuguinea schließen. Dass die so leicht mit schwimmenden Pflanzenmassen treibenden Kusus oder echten Phalanger sich von den Salomon-Inseln bis Celebes ausdehnen, kann nicht auffallen (vergl. S. 259) bemerkenswerter dünkt es dagegen, dass auf den Molukken außer Kusus



Kronentaube (*Goura coronata*). Baumkänguru (*Dendrolagus inustus*). Zwölffädiger Paradiesvogel (*Seleucides albus*).
Rotschwänziger Eisvogel (*Tanysiptera galatea*). Papuanischer Papagei (*Charmosyna papuensis*).
Tagfalter (*Ornithoptera Pegasus*). Fig. 114. Tierwelt in Neuguinea.

und Zuckereichhörnchen der Kasuar (auf Ceram) begegnet. Dieser den Straußen eng verwandte Laufvogel mit verkümmerten Flügeln und einer helmartigen Knochenwucherung auf dem Stirnbein ist fast über das ganze Faunareich bis zur Bismarck- und Salomogruppe verbreitet, und man kann dafür den Menschen nicht mit so großer Wahrscheinlichkeit verantwortlich machen wie hinsichtlich der Einschleppung des von den Papua mit Vorliebe gepflegten Wildschweines (*Sus papuensis*), denn Dickhäuter sind diesem Reich völlig fremd; von plazentalen Säugern giebt es wie in Australien nur Fledermäuse und Muriden. Unter letzteren bildet die in den Wälderdickichten des südöstlichen Neuguinea entdeckte Gattung greifschwänziger Ratten (*Chiruromys*) eine seltene Ausnahme von der Regel, daß Planzentalier auf der östlichen Halbkugel keinen Greifschwanz zu besitzen pflegen, selbst wo der Aufenthalt in Baumwipfeln eine derartige Ausbildung anregen könnte.

Einzig ragt dieser Archipel hervor durch seine Ornis. Manche flugkräftige Arten vermochten sich vom indomalayischen Nachbarreich auch nach der Zertrümmerung der südostasiatischen Landbrücke hierher auszubreiten. So finden wir Nashornvögel bis auf die Salomoinseln. Indessen ganz überwiegend sind die Vogelarten endemisch: ungefähr 300 von 350. Dabei ist der Anschluß an das australische Festland abermals unverkennbar, die Entfaltung der spezifischen Typen jedoch weit prachtvoller. Leider vermag unsere Tafel (Fig. 151) den Farbenschmelz des Gefieders nicht zu veranschaulichen. Zahlreich sind wie in Australien die Tauben vertreten und wie dort ähnlich den Kakadus geschopft; wir erblicken auf der linken Seite des Bildes die buntbefiederte Kronentaube, eine der größten der ganzen Familie. Das Eisvogelpaar darunter müssen wir uns schön blau und weiß gezeichnet denken mit korallenrotem Schnabel, dagegen die Gruppe der Trichoglossiden-Papageien (unten rechts) mit rot und gelbem Federkleid prangend. Der zwölfstrahlige Paradiesvogel schimmert je nach der Beleuchtung metallisch bronzefarbig oder violett, an den Rändern der Brustfedern leuchtend grün; an jeder Körperseite entspringt ein Busch dichter orangefarbener Federn, von denen je sechs in einen langen schwarzen bogigen Schaft auslaufen. Wie die Meliphagiden teilt das Papuareich auch die Paradiesvögel mit Australien; letztere Familie, unseren Raben im System beigeordnet, kommt aber auf dem Festland (in Queensland) nur in wenigen, minder geschmückten Formen vor und hat ihre unvergleichlich prunkvolle Entwicklung nur in Neuguinea erzielt, obwohl eine Art bis auf die Molukken ausgreift.

In den Flußmündungen lauert wie im nördlichen Australien das indische Leistenkrokodil. Ebenso reichen Chelyiden-Schildkröten von Australien nach Neuguinea herüber. Auch die übrige Eidechsenfauna trägt australisches Gepräge. Die Schlangen haben ausnahmsweise weitreichende Beziehungen zum Malayenarchipel, ein Viertel ihrer Gattungen ist indomalayisch, obwohl doch sonst zwar die Familien der Schlangen,

nicht aber deren Gattungen und Arten weite Verbreitungsbezirke besitzen. Ersichtlich liegt also hier der Grund für das Ausnahmeverhältnis in der Leichtigkeit, mit der Schlangen, um schwimmende Baumstämme gewunden, von Küste zu Küste gelangen. Eidechsen können wenigstens durch ihre dem Seewassereinfluß gut widerstehenden Eier über bewegte Meeresflächen sich verbreiten; Amphibien vermögen auch das nicht infolge ihres im Seewasser alsbald verderbenden Laichs. So erklärt es sich, daß die Lurchfauna der papuanischen Inseln im deutlichen Gegensatz namentlich zur Schlangenfauna wesentlich australisch ist. Geschwänzte Lurche giebt es so wenig wie Karpfen.

Die Wasserfülle dieser Inselwälder mit ihrer ewig warmfeuchten Luft und den rauschenden Tropenregen gewährt den Schmetterlingen überall die Daseinsmöglichkeit; sie gehören deshalb ungleich mehr zur Landschaftsstaffage als im trocknen Australien. Unser Bild stellt eine besonders große und papuanisch lebhaft gefärbte Tagfalterart dar, die ausschließlich diesem Reich angehört. Die Käfer stehen aber darum durchaus nicht gegenüber denen des australischen Festlandes zurück; ganz besonders überreich sind auch in diesen Tropendickichten wieder die Bockkäfer vertreten.

XV. Neuseeländische Gruppe.

Neuseeland samt den es in weitem Umkreis umgebenden Eilanden besitzt fast gar keine Säugetiere, namentlich birgt es nicht eine Spur von Monotremen oder Beuteltieren. Außer den jüngst erst von Europa eingeführten Nutztieren hat Neuseeland nichts von Säugern aufzuweisen als zwei Arten von Fledermäusen: die eine verwandt mit australischen Formen, die andere eine Übergangsform zu den Phyllostomiden Südamerikas. Die unserer Wanderratte bereits erlegene einheimische Waldratte, die Kiore, war vermutlich auch erst vor Alters eingeschleppt.

Von sämtlichen Wirbeltierklassen erregt allein die der Vögel unsere volle Aufmerksamkeit. Man kennt aus der Neuseelandgruppe rund 160 Vögel, von denen etwa 60 Landvögel sind. Letztere bilden 34 Gattungen, die zur einen Hälfte nur hier, zur anderen (von einigen kosmopolitischen abgesehen) auch noch in Australien vorkommen. Diese weitläufigeren Beziehungen zu Australien, mehr noch der ganz hervorragende Endemismus macht überhaupt den Grundzug dieser Fauna aus. In schlichtem Federgewand, von meist stumpfen, mattgrünen, braunen oder grauen Farben, gewahren wir (in Fig. 152) recht fremdartige Gestalten: oben ein paar Regenpfeifer mit seitwärts gebogenen Schnäbeln (was sonst unerhört ist), links davon eine truthahngroße Ralle mit massigen Beinen und kurzen, gar nicht flugkräftigen Flügeln, im Vordergrund den Eulenpapagei, einen nächtlich lebenden Erdpapagei mit eulenartiger Kopfbildung wie Gefiederzeichnung, und die seltsamen Kiwis von der Größe eines Huhns, mit locker herabhängenden haarartigen Federn bekleidet, von denen die zu Stummeln verkümmerten Flügel überdeckt werden.



Ralle (*Notornis Mantelli*). Krummschnabliger Regenpfeifer (*Anarhynchus frontalis*). Eulenpapagei (*Stringops habroptilus*).
Kiwi (*Apteryx australis*).

Fig. [illegible]. Vögel Neuseelands.

Mit den beiden vorher betrachteten Faunareichen hat diese Inselgruppe insbesondere die große Ordnung der Papageien gemein, dazu die Meliphagiden, auch die stattliche Gattung der Fruchttauben (*Carpophaga*). Jedoch sind die Papageienfamilien der Stringopiden und der Nestoriden neuseeländisches Eigengut; von ersteren betrachteten wir soeben den Eulenpapagei, der in den Alpenthälern der Südinsel Neuseelands Höhlen oder Baumlöcher bewohnt, von Beeren und Farnwurzeln sich nährt und so selten zum Flug kommt, daß seine obwohl voll entwickelten Flügel zu muskelschwach geworden sind zum Fliegen; den Nestoriden aber gehört der merkwürdige Kea (*Nestor notabilis*, Fig. 20 auf S. 39) des neuseeländischen Hochgebirges an, gleichfalls ein grünlicher Erdpapagei, der vor kurzem erst sich aus einem harmlosen Pflanzenfresser in einen gefährlichen Bedränger der Schafherden umgewandelt hat, indem er seine kräftigen Fänge den Schafen in die Weichen schlägt, um sich ihr Nierenfett auszuhacken. Am weitesten gediehen ist die in Neuseeland auffallend häufige Flügelverkümmerung bei den diesem Reich allein eigenen vier Kiwis und ihren erst durch die Maori ausgerotteten Verwandten, den Moas. Die Moas bildeten zwei Nebenfamilien der Apterygiden oder Kiwifamilie, näherten sich in gewissen Merkmalen den Straußen und Kasuaren Australiens und der papuanischen Inseln, ja einige Arten der völlig flügellosen Dinornithiden erreichten doppelte Mannshöhe. Auch auf den Chatham-Inseln soll es nach Aussage der Eingeborenen noch bis etwa zum Jahr 1835 Kiwis gegeben haben, was von neuem die vormalige Landverbindung dieser Inseln mit Neuseeland verbürgt. Für die übrigen Trabanteneilande liegen dementsprechende tiergeographische Beweise vor; selbst die fern im Nordwesten gelegenen Norfolk-Inseln, obwohl sie eine vorwiegend australische Ornis besitzen, verraten einen uralten Landanschluss an Neuseeland durch eine (inzwischen ausgestorbene) Ralle und einen Nestorpapagei, die beide niemals fliegend ihre Heimat hätten erreichen können.

Reptilien sind sehr spärlich vertreten, und zwar in lauter endemischen Arten von fast ausnahmslos australischer Verwandtschaft. Schildkröten giebt es gar keine, von Landschlangen nur eine einzige Art, dazu ein Dutzend Eidechsen der Skinken- und Geckofamilie. Die höchste Berühmtheit aber besteht im Fortleben einer uralten Ordnung von Reptilien, der Rhynchozephaliden, einer zwischen Krokodilen und Eidechsen stehenden Tiergruppe mit vogelartig gebildeten Rippen, die noch zur Triaszeit weit über die nördliche Erdhalbkugel verbreitet war. Allerwegen sonst erloschen, lebt diese Reptilienordnung in der Kammeidechse (*Hatteria punctata*) noch heute an der Nordostküste der Nordinsel Neuseelands nebst einigen ihr vorgelagerten Eilanden. Die Lurche beschränken sich wieder auf eine einzige Neuseeland eigentümliche Froschart.

Von Süßwasserfischen kennt man bloß 15, darunter eine Salmonidenart, während die Lachsartigen sonst nirgends den Äquator

südwärts überschreiten. Fischgemeinschaft zwischen dem Hauptland und den Nebengruppen bis hin zu den Auckland-Inseln liegt vor, will indessen für ehemalige Verknüpfung wenig besagen, da anscheinend der Vogelflug für Übertragung des Fischlaichs über Meeresflächen vielfach wirksam ist. So wird es sich auch erklären, dass von jenen 15 Fischen der Neuseeland-Gruppe nicht mehr als 6 endemisch sind, einige andere dagegen Beispiele von großartiger Zertrenntheit des Verbreitungsbezirks darbieten. Ein Aal *(Anguilla latirostris)* wird außer in den neuseeländischen Gewässern in Europa, China und Westindien gefunden; die gegenwärtig auf die schuppenlose Gattung *Galaxias* zusammengeschrumpfte Fischfamilie der Galaxiden kommt rings um die Erde im gemäßigten Gürtel der südlichen Halbkugel vor: außer in der neuseeländischen Inselwelt in Südost-Australien, im Kapland, in Patagonien, dem Feuerlands- und Falklands-Archipel. Aus dieser Thatsache einen früheren Zusammenhang aller dieser Lande zu folgern, dünkt indessen unberechtigt, eher ließe sich im Anschluß an früher (S. 221 f.) Dargelegtes an eine uralte Landverbrückung bloß der neuseeländisch-australischen Welt mit Patagonien etwa innerhalb antarktischer Breiten denken, weil thatsächlich Spuren von Verwandtschaftsbeziehungen südamerikanischer und australischer Beuteltiere vorliegen (S. 280), ja sogar die Vorfahrenform des niemals nordhemisphärisch gewesenen Beutelwolfs *(Prothylacinus)* in patagonischen Tertiärlagen aufgefunden wurde.

Arm erscheint auch die Insekten- wie die Weichtierfauna unserer Gruppe, jedoch abermals stark endemisch. Von den Insekten erreichen allein die Käfer nahezu 300 Arten (besonders wiegen Lauf- und Bockkäfer vor), Schnecken zählt man 114, kaum verschieden in Neuseeland und den Umgebungsinseln.

XVI. Polynesien.

Inmitten der vom vielgestaltigsten Tierleben wimmelnden Abgründe der Südsee mit ihrer Unzahl von Fischen, ihren riesengroßen Seeschildkröten und furchtbar giftigen Hydrophiden (Seeschlangen) liegen weit ausgestreut die Südseeinseln, deren geringzählige tierische Bewohner gleich den pflanzlichen von Gruppe zu Gruppe einförmig wiederkehren; denn sie entstammen den benachbarten Festlanden und wurden auf Polynesiens Inselflur meistens nur artlich, seltener bis zu generischer Scheidung umgestaltet, wobei namentlich betreffs der an Zahl weit zurückstehenden, aber an Umfang und Mannigfaltigkeit des Bodenbaues hervorstehenden Hochinseln, die darum und zufolge ihres durchschnittlich höheren Alters auch faunistisch reicher ausgestattet sind, die Möglichkeit nicht geleugnet werden soll, daß auch Tierformen hier eine rettende Zuflucht fanden, die in ihrer früheren festländischen Heimat dem härteren Daseinskampf seitdem erlagen.

Außer den mit dem Menschen erst auf die Inseln gekommenen Nutztieren und den blinden Passagieren der Gattung *Mus* ist die Säuger-

fauna gänzlich auf ein paar Fledermausarten eingeschränkt. Eine große Art von fliegendem Hund (*Pteropus*) hat vom indomalayischen und papuanischen Nachbargebiet ihren Weg bis auf die Fanning-Inseln im Mittelpunkt des großen Weltmeeres gefunden; man hört das laute Gekreisch dieser Flatterer aus den Wipfeln der Brotfruchtbäume ertönen und sieht sie in mondhellen Nächten zu Hunderten leisen, geisterhaften Fluges die Luft durchkreuzen.

Nur die Vogelwelt ist unter den Wirbeltieren ansehnlicher vertreten. Sie nimmt aber rasch von der australischen Seite nach Nordost ab und weist auch in ihrer Zusammenfügung zumeist auf den australisch-papuanischen Raum als auf ihre hauptsächliche Ursprungsstätte. Wir bemerken buntgefiederte Papageien, als spezifisch polynesisch hübsche blaue Trichoglossiden der Gattung *Coriphilus*, ferner Meliphagiden, so die Blütentrauben der Kokospalmen umschwärmend kleine schwarze Honigsauger mit scharlachrotem Kopf, ferner Fruchttauben, Schopftauben und Megapodiden oder Hügelnister, sogar die Familie der Paradiesvögel wird nicht ganz vermißt. Auf den Marquesas-Inseln zählt man nur noch 10 verschiedene Landvögel, auf der Hawaiigruppe deren 18; hier erweist sich gleichwie in der Flora das amerikanische Festland teilweise als Darreicher, *Asio accipitrinus* ist z. B. ein flugkräftiger Raubvogel, der von Südamerika bis hierher reicht. Die einzige von Hawaii bekannte Fledermaus gehört gleichfalls in eine amerikanische Gattung (*Atalapha*).

An Reptilien und Insekten bietet Polynesien wenig, gewöhnlich wieder am wenigsten nach Nordosten hin. Landschildkröten giebt es gar nicht, wohl aber einige Landschlangen, z. B. die eigentümliche Elapidengattung *Ogmodon*, die sich vom Papua-Archipel nebst den Molukken bis auf die Fiji-Inseln ausbreitet. Zur hawaiischen Gruppe oder auf die Gesellschaftsinseln scheint keine Landschlange vorgedrungen zu sein. Außerordentlich weit sind dagegen manche Eidechsen gelangt, *Ablepharus poecilopleurus* u. a. von Neukaledonien bis Samoa und Hawaii. Hauptsächlich treffen wir wie in den vorher betrachteten Faunareichen auf Skink- und Geckoartige; letztere als kleine, nächtlich auf Insektenjagd ausgehende Echsen kommen ja leicht auf treibenden Pflanzenmassen oder in Booten von Küste zu Küste. Dagegen sucht man fast überall vergebens nach Amphibien. Die einzigen Lurcharten Polynesiens sind ein paar Baumfrösche der Gattung *Platymantis* auf der Fijigruppe, die man eben mit aus diesem Grund vielleicht eher als eine sehr alte australische Abgliederungsmasse der papuanischen Inselreihe zuschlagen dürfte.

Auffallend ähneln einander alle Südseeinseln in ihren Südwasserfischen. Dieser Umstand im Zusammenhalt mit der innigen Verwandtschaftsbeziehung der polynesischen Süßwasserfische zur Fischfauna des umgebenden Meeres lässt auf Anpassung mariner Formen erst ans Brackwasser der Flußmündungen, dann ans reine Süßwasser schließen.

Die namhafteste Sonderentwicklung aus einer uns unbekannten Vorform betrifft aber die Schneckenfauna. Allein auf der Hawaiigruppe hat sich die Helizidengattung *Achatinella* herausgebildet, diese aber in der Fülle von rund 300 Arten, die streng abgegrenzt sind auf die einzelnen Inseln wie innerhalb deren meist wieder auf einzelne Thalschluchten oder Berggrate, sodaß man ein eindrucksvolles Bild gewinnt von der Wandelbarkeit solcher Gastropoden im engsten Anschluß an örtliche Daseinsbedingungen.

XVII. Die Meere.

Im vollsten Gegensatz zur Pflanzenwelt ist die Tierwelt in den Ozeanen aufs reichste vertreten, beinahe mit ihren sämtlichen Klassen. Nur die Klasse der Lurche vermissen wir und fast ganz auch die der Insekten, die doch gerade in den Landfaunen die Hauptmasse an Arten zu stellen pflegt. Dabei beleben Tiere das Meer nicht wie die Gewächse bloß oberflächlich, sondern bis in seine tiefsten Abgründe, das Land dagegen gleich den Pflanzen fast bloß an der Bodenoberfläche.

Auf unserer Karte der Faunareiche sind ozeanische Regionen von einander abgegrenzt auf Grund der Artenverbreitung einer besonders formenreichen, durch alle Meere ausgedehnten Abteilung niederer Krebse, nämlich der Kopepoden oder Ruderfüßer (nach Ortmann). In wie weit diese Verbreitungsbezirke eine allgemeinere Geltung beanspruchen dürfen, muß erst die Zukunft lehren. Wir erkennen aber schon jetzt bei einer vergleichenden Betrachtung der Flächenausdehnung dieser Seeregionen, welche hohe Bedeutung die Wärmeverteilung im Meerwasser, wie sie durch die Meeresströme geregelt wird, für die Tierverbreitung besitzt. Offenbar beruht die Ausweitung der nordisch-atlantischen Seeregion bis über Spitzbergen und bis gegen Nowaja Semlja hin auf der Erwärmung durch den Golfstrom, umgekehrt ihre Abdrängung von der amerikanischen Küste, bereits von der Neufundlandbank ab, auf der Gewässerkühlung durch die dortigen aus dem hohen Norden vordrängenden kalten Strömungen. Im kleinen gewahren wir das nämliche Verhältnis im japanischen Randmeer: dort läßt der linke Seitenzweig des warmen Kuro Schio längs des Küstenmeeres von Hondo die indopazifische Seeregion bis zur Tsugarustraße vordringen, während anderseits die kalte Strömung, die an der mandschurischen Seite von Norden herkommt, der nordpazifischen Region eine Vorstülpung bis nach Korea ermöglicht. Auf der südlichen Halbkugel sehen wir die tropischen Seeregionen überall an den durch die warmen Meeresströme begünstigten Ostseiten der Festlande am weitesten in höhere Südbreiten reichen, wogegen kühle Strömungen die antarktische Region an den Westseiten derselben weiter nordwärts ausdehnen, an der Westküste Südamerikas nahezu bis zum Gleicher. Einer unserer führenden Forscher auf dem Gebiet ozeanischer Tierverbreitung, Karl Chun, hat es nachdrücklich betont, daß der Einfluß der marinen Wärmeverteilung durch kalte und warme Strömungen auf das pelagische Tierleben bisher zu wenig beachtet worden sei. Er hebt her-

vor, daß manche Seetiere zwar gegen Erwärmung oder Abkühlung der oberflächlichen Wasserschichten sich gleichgültig verhalten und eben dieser Eurythermie oft ihre weite Ausbreitung verdanken, andere hingegen sich gegen Wärmeunterschiede höchst empfindlich zeigen. So hat man noch niemals in kalten Strömungen die wurzelmündigen Medusen oder Rhizostomen beobachtet, während ihre Verwandten, die Aurelien und Zyaneen, unempfindlich gegen Abkühlung, gerade den Schmuck der arktischen Oberflächengewässer abgeben. Indessen schon die Strömungsbewegung des Meeres an sich muß äußerst wirkungsvoll sein für die räumliche Verbreitung der Meeresorganismen. Denn selbst die schließlich festsitzenden oder nur am Meeresboden kriechenden Seetiere durchlaufen gewöhnlich als «Larven» einen jugendlichen Entwicklungszustand, in dem sie frei im Meer treiben. In diesem Zustand sind sie mithin ein Spiel der Meeresströme, die sie über ungeheure Flächen dahinführen und ihnen dabei stets Gelegenheit geben, ihrer Art neue Wohnsitze zu erwerben. Da es zur Zeit noch nicht möglich ist, das Wesen der gesamten Tierverbreitung innerhalb der einzelnen ozeanischen Provinzen auch nur in den Grundzügen mit gleichmäßiger Sicherheit zu zeichnen, so beschränken wir uns auf einige Thatsachen mariner Tierverbreitung von geographisch höherem Belang.

Die riffbauenden Korallentiere sind streng gebunden an lauwarmes Seewasser von mindestens 20° und an Belichtung des Wassers. Sie leben daher nur auf Untiefen bis zu 10, selten bis über 30 *m* Tiefe, hauptsächlich in den tropischen Meeresteilen, nirgends aber vor Flußmündungen, sodaß z. B. selbst vor der Ausmündung der Wadis, also der nur selten einmal Wasser führenden Trockenthäler an der Küste des roten Meeres, die Korallenriffe stets eine (das Anlanden der Schiffe begünstigende) Lücke, «Scherm» genannt, besitzen. Nicht die Wendekreise, sondern die Isokrymen von 20° umgrenzen das Vorkommen der Korallenriffe. Die Westküste Südamerikas ist daher infolge der an ihr hinziehenden kalten Strömung bis über den Äquator hinaus ohne Korallenriffe; an der Westseite Südafrikas und Australiens drängen solche Strömungen jene Isokryme und somit die Riffbauten auch beträchtlich über den Wendekreis nordwärts. Dagegen treffen wir in dem stets so warmen Gewässer des roten Meeres im Weiterbau begriffene Korallenriffe bis nach der Sinaihalbinsel, ferner an der Südwestküste Madagaskars und im Bereich des Golfstroms rings um die Bermuda-Inseln, also unter dem 33. Breitengrad, wo jedoch die Riffbauer zur Zeit ihre Polargrenze erreichen. Wenn uns gänzlich versteinerte Korallenriffe der Dyas-, Trias- und Juraformation in viel höheren Breiten, z. B. auch auf deutschem Boden begegnen, so dürfen wir daraus einen ziemlich gesicherten Schluß auf die einstmals viel größere Wärme der Meere auch in außertropischen Erdgürteln ziehen.

Der faunistische Zusammenschluß des stillen und des indischen Weltmeeres neben der Sonderstellung des atlantischen, wie ihn unsere Übersichtskarte zeigt, gilt in hervorragender Weise für die riffbauenden

Korallentiere: die weit artenreichere Fülle derselben im pazifisch-indischen Ozean ist eine durchaus andere als die bescheidenere des atlantischen, wo die Riffe an den Küsten Brasiliens, Westindiens, Floridas und der Bermudas (durch die Meeresströmung verbunden) untereinander artverwandt sind, mit den indopazifischen höchstens gattungsverwandt. Ein Wechselaustausch der atlantischen Arten mit den letzteren erscheint gegenwärtig ja auch durch das kühlere Meer im Süden von Afrika und Amerika völlig ausgeschlossen.

Viele Tausende kleiner Polypen sprossen auseinander hervor; ein festes Kalkgerüst, das von ihnen selbst ausgeschieden wird, verbindet die einzelnen Tierchen zu einem meist bräunlich bis olivengrün oder lichtgrün gefärbten Korallenstock. Beim langsamen Einsinken des Untergrundes bauen die kleinen Riffbauer senkrecht in die Höhe, um sich in der ihnen allein genehmen mäßigen Tiefe zu erhalten; die unteren Teile des Stockes sterben dann ab, nur die oberen sind von weiterlebenden Tierchen besetzt wie ein Strauch mit Blüten, und mit jähem Gehänge fällt ein solches auf sinkendem Grund emporgefördertes Riff zum tieferen Meer nach außen hin ab. Die am Außenrand befindlichen Mitglieder der Riffkolonie empfangen ihre Nahrung an winzigen Seeorganismen durch die anbrandende Welle aus erster Hand, sind also die lebenskräftigsten. Korallenstöcke haben infolge hiervon gewöhnlich das Bestreben nach flächenförmiger Ausdehnung in die Breite nach außen hin. Schirmförmig wachsen daher die meisten Korallenriffe nach der Seite des offenen Meeres aus, so besonders die Madreporen. In dichtem Gedränge führen die am vorderen Schirmrand sitzenden Außentierchen ihre festen Kalkbauten auf, denn dort erhalten sie die meiste Nahrung, und im engen Nebeneinander gewähren sie sich wechselseitig den kräftigsten Schutz gegen die zumal bei Sturm wütenden Angriffe der Wogenstöße. Auch die Schirmgestalt der Stöcke ist ein gutes Schutzmittel, weil sie viel Oberfläche bei möglichst schmaler Seitenrandung darbietet.

Aus gleichartiger Masse bestehen jedoch Korallenriffe von Anfang an nie. Schon Dana verglich sie mit einer Landschaft, wo unfruchtbare Sandflächen mit grünbewachsenen Stellen und Blumenteppichen wechseln. Das Riffgestein ist gar nicht immer eben, es ist vielmehr von zahllosen Lücken, engen Ritzen und weiteren Höhlungen durchsetzt. Wo solche Tümpel tief sind, werden sie von den Riffbauern ganz gemieden, offenbar wegen ihrer mangelhaften Durchleuchtung. Der Sand aber, der das Riff sowohl an seiner Oberfläche überkleidet als auch innerlich verkittet, folglich eine wichtige Rolle bei seinem Aufbau überhaupt spielt, rührt keineswegs bloß von der Zertrümmerung der Außenteile des Riffs durch den mechanischen Angriff der Brandung her, so arg auch besonders die tropischen Wirbelstürmen selbst den härtesten Kanten der Madreporenschirme mitspielen, sondern eine ganze Genossenschaft die Riffe mitbewohnender (sogenannter «korallophilen») Tiere erscheint dabei wesentlich mitbeteiligt. Vertreter der verschiedensten Tierklassen sind

regelmäßig bei und auf den Korallenriffen zu beobachten. Flinke Seesterne erklettern die steilsten Riffwände, dunkelfarbige Seeigel, kräftig gebaute Bohrschwämme, namentlich solche der Gattung *Mussa*, bohren sich tief in den Korallenfels ein, noch zahlreicher korrodieren die Bohrmuscheln, so die Meerdatteln *(Lithodomus)*, die Riffoberfläche. Bis ins Innere des Riffs führen Bohrwürmer (*Serpula*-Arten) und Sandkrabben ihr Zerstörungswerk aus, letztere fördern wie Maulwürfe den zu feinem Sand zermalmten Korallenkalk zwischen ihren Füßen und Scherenarmen aus der Tiefe, um ihn zu spannenhohen Pyramiden aufzutürmen. Kleine Fische, prangend in Purpur, Azurblau und Goldverbrämung, schwirren wie Kolibris über die Riffe dahin, verschwinden auch wohl plötzlich in deren Spalten, wozu sie durch die messerähnliche seitliche Abplattung ihres Körpers wohlgeeignet sind. Darwin entdeckte bei seiner Untersuchung der Keeling-Atolle im Nordosten des indischen Ozeans, wie Papageifische in dichten Scharen ganz vom Abweiden der lebendigen Korallenstöcke leben; er fand ihren Magen angefüllt mit Stücken von Korallenkalk und Kalkgrus. Mit Recht hebt aber Johannes Walther vor allem die Bedeutung der gewissermaßen die Arbeit der Aasgeier an den Riffen besorgenden Krebse hervor für Umgestaltung der ursprünglich lückenhaften, ästigen Korallenkalkgebilde in eine feste, gleichartige Felsmasse. Die überwiegende Mehrzahl der Riffbewohner hinterlässt nämlich beim Absterben nebst verwesendem Fleisch Kalkschalen oder ein inneres Kalkgerüst. Tausende von großen und kleinen Vertretern der Krebsklasse, die überhaupt die Großmacht der Meeresfauna bildet, sind nun unablässig beschäftigt, jede niedersinkende Tierleiche sofort aufzuzehren, die härtesten Kalkpanzer zu erbrechen, mit ihren Kaufüßen die versteckteste Fleischreste sich zu nutze zu machen und die zertrümmerten Überbleibsel von Muschel- oder Schneckengehäusen, Seeigelstacheln, Krebsschalen oder Fischgräten zur steten Verkittung des Riffbaus darzuliefern.

Gänzlich verschieden von den bloß im lauwarmen Seewasser gedeihenden Riffkorallen ist die Edelkoralle *(Corallium rubrum)*, deren höchstens fußhohe, baumartig verästelte, nie zu Riffen verbundene Kalkstöcke das ob seines schönen Rot und seines sanften Glanzes geschätzte Schmuckgestein liefern, und auf deren Gezweig die Einzeltierchen wie weißliche Blütensterne sitzen. Die Edelkoralle verbreitet sich nur über die nördliche Halbkugel, bewohnt hauptsächlich das Mittelmeer an den Küsten der Balearen, Korsikas, Sardinien, Siziliens, im Golf von Neapel, bei den ionischen Inseln sowie an den Gestaden von Alschier und Tunis. Aber auch im offenen atlantischen Meer findet man sie bei den Kapverden und auffälliger Weise sogar im nordpazifischen Ozean bei Japan. Sie meidet also die tropischen Gewässer und ebenso die Untiefen; am häufigsten begegnet sie in Tiefen unter 80 bis gegen 200 *m* auf felsigem, steil abschüssigem Meeresboden.

Die Seeschwämme oder Spongien bilden auch zumeist gleich den riffbauenden Polypen Kolonieen, sie gehören aber einem sehr viel

niedrigeren Organisationstypus an. ermangeln, nachdem sie im Larvenzustand frei das Meer durchschwommen haben, festgewachsen am Meeresboden fast jeglicher Bewegung sowie jeder wahrnehmbaren Sinnesthätigkeit und haben durch ihre außerordentliche Vielgestaltigkeit der Systematik bis in die jüngere Zeit große Schwierigkeit bereitet. Besonders unter den Schwämmen der Flachsee mit ihrer unruhigen Flutbewegung durchläuft mitunter eine und dieselbe Art eine proteushafte Reihe von Gestalten: bald überzieht sie bloß als filzige Rinde den Meeresboden unter Steinen, bald zeigt sie sich in Bäumchenform oder als rundliche Klumpen. Gleichmäßiger gestaltet sind die Tiefseespongien: meist kuglig oder becherförmig, oft versehen mit einem langen Wurzelschopf, der sie im weichen Boden des Tiefseeschlamms festhält. Ihr festes Körperskelett besteht entweder aus Kalkmasse oder aus glasartigen Kieselnadeln oder aus Hornfasern, verwebt zu jenem elastischen, löcherigen Gefilz, das wir vom Badeschwamm kennen. Dem Menschen bieten eben nur die wenigen Arten Nutzen, die ein solches Hornskelett besitzen. Es sind hauptsächlich die vorzugsweise im östlichen Mittelmeerbecken ausgebeuteten drei Arten: der $^1/_3$—$^1/_2$ *m* im Durchmesser erreichende Pferdeschwamm, der Zimokka- und der feine Badeschwamm *(Euspongia officinalis)*, letztere beiden nur halb so groß. Sie wachsen auf felsigem Untergrund in Tiefen von 10—200 *m*, von wo sie durch Taucher emporgefördert oder mit Stechgabel und Schleppnetz gefischt werden. Unser Badeschwamm bewohnt indessen auch das rote Meer sowie die australischen Küsten, wenigstens ihm sehr ähnliche Arten fischt man aus der westindischen See (sogenannte «Bahama-Schwämme»). Überhaupt bieten die Seeschwämme manches Beispiel weitester Verbreitung. Zählen sie doch mit den Korallentieren zu den ältesten uns bekannten Organismen der Erde; zumal die Tiefseebewohner unter ihnen vermochten in jenen lichtlosen Riesenräumen, in denen sich die äußeren Lebensbedingungen am wenigsten und am langsamsten veränderten, weite Wohnbezirke allmählich zu erobern und ohne Formwandel durch lange Perioden der Erdgeschichte zu behaupten. Arten- und Individuenzahl der Spongien nimmt nach den tropischen Meeresteilen wie bei den Korallen zu. Unter neue Lebensbedingungen versetzt, scheinen die in der konservativen Sphäre der Tiefsee sich so treu bleibenden Gestalten auffallend rasch sich zu wandeln. So stammen z. B. doch gewiss sämtliche Spongien des roten Meeres von Einwanderern aus dem offenen indischen Ozean, indessen seit dem spättertiären Grabeneinbruch, der diese eigenartige erythräische Nordwestprovinz des indischen Weltmeers schuf, haben sich die damals oder später eingebürgerten Seeschwämme so massenhaft differenziert, daß von den gegenwärtigen 88 Arten des roten Meeres nur noch 22 mit denen des Mutterozeans identisch sind.

Von den im Meer schwimmenden niederen Seetieren lenken schon an unseren deutschen Küsten die Medusen oder Quallen die Aufmerksamkeit des Beobachters auf sich durch die Glockenform ihres gallert-

artigen, zart gefärbten Körpers. Die Medusen treiben sich gewöhnlich in den oberflächlichen Schichten des Meerwassers herum, wo sie nicht selten in dichten Schwärmen beisammen leben. Einige tauchen zur Tageszeit, vermutlich um ihren Feinden besser zu entgehen, in tiefere Wasserschichten. Der Zoologe Alfred Walter machte in der Hinlopenstraße der Spitzbergensee die hübsche Entdeckung, daß dort viele Medusen, durch einen äußersten Zweig der Golfströmung in diesen hohen Norden entführt, regelmäßig von früh bis abends Tiefen von 30—80 *m* aufsuchen, nur von abends 9 Uhr bis früh 6 Uhr an der Oberfläche schwimmen, obwohl vom Frühsommer bis Herbst daselbst die Sonne Nachts wie Tags scheint; offenbar äußert sich dabei ein in niederen Breiten erworbener Schutztrieb, der in der durchleuchteten Nacht jener Gegend der Mitternachtssonne zwecklos erscheint. Bei der weiten Verbreitung des uralten Medusentypus durch alle Meere sind einige Quallenarten doch auch Bewohner der Tiefsee geworden. Nicht weniger als 18 solcher Arten hat uns Häckel aus der epochemachenden Durchfischung der Meeresabgründe durch die Challengerfahrt kennen gelehrt. Viel seltener kommen Medusen im Brack- oder Süßwasser vor, z. B. die flachtellerartige Ohrenqualle *(Aurelia aurita)* in der Ostsee, ja schwarmweise in der wenig gesalzenen Oberströmung des Bosporus. Am merkwürdigsten dünkt die auffallend stark veränderliche Süßwassermeduse des Tanganyikasees. Anpassungen von Meerestieren an den Aufenthalt in Süßwasserseeen hat uns zwar Rudolf Credner in seiner grundlegenden Arbeit über die Reliktenseeen massenhaft nachgewiesen. Die teilweise sehr altertümliche, an die Jurazeit erinnernde Fauna jenes großen innerafrikanischen Binnensees macht jedoch keineswegs den Eindruck, aus den derzeitigen Meeren in den tiefen Schooß Afrikas eingepascht zu sein; die Tanganyikameduse scheint vielmehr nebst den an steilen Ufern desselben Sees zahlreichen Paramelanienschenken und den dichten Zügen von Garnelenkrebsen in stillen Buchten auf eine Parallelentwicklung hinzudeuten, die ursprünglich marine Formen in dem ozeanfernen Seebecken seit entlegener Vorzeit selbständig durchgemacht haben.

Die Haarsterne oder Seelilien hielt man noch vor kurzem für nahezu ausgestorbene Wundergestalten des Meeres, bis die neuere Tiefseeforschung uns mit einer Millionenfülle von Individuen frisch weiterlebender Arten dieser fest im Meeresgrund wurzelnden Sterntiere bekannt machte. Wohl fällt ihre Blütezeit ins paläozoische Erdalter; danach vermissen wir eine reichere Mannigfaltigkeit der Formen, aber noch den Boden der mesozoischen Meere müssen manche Seelilien wie in dichten Wiesen bedeckt haben, sonst könnten die runden Stielglieder z. B. von *Encrinites liliiformis* («Bonifatiuspfennige» in Thüringen genannt) nicht in solchen Unmassen den Boden unserer Muschelkalkgegenden erfüllen. Ein prächtiges Ebenbild dieses Trias-Enkriniten kennen wir nun aus der Tiefsee der Gegenwart: den nach dem verdienstvollen Haupt der Challenger-Expedition Sir Wyville Thomson benannten *Pentacrinus;* auf einem hohen, aus kreisrunden oder fünfeckigen Scheiben aufgebauten Stiel sitzt der

sogenannte Kelch mit der Mundöffnung und den befiederten Fangarmen am Kelchrand, die, radförmig entfaltet, den Fangtrichter bilden, im Zustand der Ruhe dagegen in Form einer Lilienknospe zusammenneigen. Gewiß ist unsere Tiefsee kein friedliches Asyl von lauter abgelebten Tiergestalten. Auch in den eiskalten, finstersten Tiefen, bei einem Druck bis über 900 Atmosphären waltet der unablässige, unerbittliche Kampf um diese uns so entsetzlich erscheinenden Lebensbedingungen; wie mit Diebslaternen ausgerüstet, verbreiten viele Tiefseetiere phosphoreszierenden Lichtschimmer um sich, bloß um ihrer Beute sicherer beizukommen. Je tiefer wir hinabdringen in den Ozean, desto kleiner wird die Anzahl von Tierordnungen, die sich dem Aushalten von ewiger Nacht und furchtbarem Druck gewachsen zeigen. Aber daß wir darunter Typen von erstaunlich hohem Alter finden, unterliegt keinem Zweifel. Sie verkünden uns, wie zähe sie ihren altangestammten Besitz unter so wesentlich gleichbleibenden Naturverhältnissen gegen kühne Neueindringlinge verteidigt haben, deren wohl nicht allzu viele in jedem Erdalter erzeugt wurden.

Die Seewalzen oder Holothurien bewohnen Flach- und Tiefsee. Manche Arten, so einige mittelmeerische, werden ihrer Gestalt wegen Seegurken genannt. Besonders in tropischen Meeren sieht man sie bald einzeln, bald herdenweise auf felsigem oder sandigem Boden, recht häufig auf den Korallenriffen träge herumliegen, mit ihren fleischigen Fühlern nach kleineren Tieren fahndend oder Sand fressend. Im Malayen-Archipel und auf den Riffen der Südsee kommen namentlich zwei Arten, *Holothuria edulis* und *H. atra* in Menge vor. Diese liefern, nachdem sie von ihren Eingeweiden befreit und an der Sonne oder über langsamem Feuer getrocknet sind, den «Trepang» des Handels, der mit einem Jahreswert von etwa 18 Millionen Mark auf den chinesischen Markt geliefert wird, denn er gilt den Chinesen als Delikatesse und die aus Trepang bereitete Suppe als besonderes Kräftigungsmittel.

Die Meerschnecken sind wieder vorzugsweise Küstenbewohner; sie waren daher den die Küsten befahrenden oder besiedelnden Menschen stets nahe genug zur Hand. Im Altertum wurden einige mittelmeerische Schnecken als Purpurschnecken geschichtlich bedeutungsvoll, teils Angehörige der Gattung *Murex* mit stachelbesetztem Gehäuse, teils *Purpura*-Arten mit glattem Gehäuse. Die Phönizier entdeckten die Verwendbarkeit der flüssigen Absonderung einer Drüse im Mantel dieser Schnecken zur Purpurfärberei, und weil letztere den größten Gewinn brachte, so durchsuchten sie bald auch andere als ihre heimischen Küsten nach den kostbaren Weichtieren, wodurch sie und mit ihnen die Schreibkunst nebst gar manchen weiteren Kulturanregungen bis in den äußersten Westen des Mittelmeers gelangten. Andere *Purpura*-Arten verbreiten sich an den atlantischen Küsten Westeuropas bis nach Irland und Norwegen; ihr schön blau färbender Saft diente den Küstenanwohnern noch bis ins vorige Jahrhundert zum Wäschezeichnen. Die wulstigen Gehäuse der Trompetenschnecken *(Tritonium)* verwendeten die verschie-

densten Zeiten und Völker als Trompeten, so die Südsee-Insulaner als Kriegshörner; das mittelmeerische *Tritonium nodiferum* ist sogar bei uns noch hie und da als Jagdhorn in Gebrauch. Die nach ihrem lebhaften Porzellanglanz so genannten Porzellanschnecken oder Zypräen haben mit ihrer gedrungenen Kalkschale, die so aufgerollt ist, daß die letzte Windung alle übrigen verdeckt und den Mantel aus der langgezogenen schlitzartigen Mündung weit hervortreten läßt, den Menschen zunächst für sein Schmuckbedürfnis angezogen. Ostafrikanische Völker wie die Danakil und Somal sammeln die hübschen Schneckengehäuse der Zypräen, um sich selbst samt ihren Geräten, selbst Milchgefäße und Butterbehälter damit zu verzieren, benutzen sie aber auch als gut transportables Tauschmittel zum Warenankauf bei binnenländischen Stämmen, die diese Geburten des indischen Weltmeeres selbst nicht besitzen. Ja die kleine gelblichweiße Kauri, das Otterköpfchen *(Cypraea moneta)*, ersetzt immer noch manchen Negervölkern die Scheidemünze unter dem unzutreffenden Ausdruck «Muschelgeld».

Den Schnecken stehen im System des Tierreichs nahe die Flossenschnecken oder Pteropoden, meist nur wenige Zentimeter große Weichtiere, die mit Hülfe flügelähnlicher Flossenpaare in dichten Scharen die Hochsee durchschwimmen, nur bei heftigen Stürmen an die Küste verschlagen werden. Sie erfüllen alle Meere, besonders massenhaft die Polarmeere, und nähren sich von winzigen Kopepoden-Krebsen wie sie selbst das Hauptfutter der Wale bilden, sowohl die mit einem schneckenartigen, jedoch sehr zarten Gehäuse ausgerüstete, in unseren nordischen Meeren so häufige *Limacina arctica* als die schalenlose *Clio borealis*. Die in den tropischen Meeresteilen lebenden Flossenschnecken sind ausgesprochene Dunkeltiere: sie suchen zur Tageszeit die tieferen Wasserschichten auf und kommen erst mit Einbruch der Nacht wieder an die Oberfläche, was eine sichtliche Anpassung an das gleiche Verhalten der Kopepoden ist, die ihnen zum Lebensunterhalt dienen.

Die Muschelarten sind auch im Meer stets mit zweiklappiger Schale versehene Weichtiere. Sie lassen eine sehr verschiedenartige Lebensführung bemerken. Manche sitzen fest am Meeresgrund, andere kriechen träge am Boden, manche schwimmen, einige bohren sich in den Sand oder in festes Gestein. Gegen Wärme- und Druckverhältnisse zeigen sich die Muscheln mitunter sehr gleichgültig; man kennt Mitglieder der Gattungen *Arca* und *Lima*, die ebenso gut am Strand gedeihen wie in Tiefen bis zu 5500 *m*. Tiefseemuscheln pflegen feinere Schalen zu besitzen als solche Arten, die dem fortwährenden Ansturm der Brandung ausgesetzt sind. Die Riesenmuschel *(Tridacna)*, eine nicht seltene Bewohnerin der indopazifischen Korallenriffe, erreicht mit ihrem dicken Kalkgehäuse eine Schwere von mehreren Zentnern. Wechselseitig gewähren sich Flachseemuscheln des Strandes Schutz gegen die Brandung, indem sie zu dichten «Bänken» sich zusammenscharen, was bisweilen wieder den Strand selbst gegen Abrasion bewahrt. So formen Mies-

muscheln, zu Tausenden bei einander sitzend und eine jede mit ihrem sehnigen Byssusstrang am Meeresboden fest angeheftet, einen blauschwarzen Schutzgürtel im Brandungsbereich an europäischen wie an südamerikanischen Küsten. Unter den zahlreichen essbaren Muschelarten der Flachsee stehen voran die Austern: *Ostrea edulis* an den atlantischen Küsten Europas, *Ostrea adriatica* im Mittelmeer, *Ostrea virginiana* nebst *O. borealis* am atlantischen Strand Nordamerikas. In den Vereinigten Staaten daselbst sollen jährlich fünf Milliarden Stück Austern verzehrt werden, und außerdem kommen noch etwa 120 Millionen Stück, Dank der Schnelligkeit des Dampferverkehrs, zur Ausfuhr. Allein in der Chesapeakebai fischt man das Jahr über 3600 Millionen Austern und versenkt dort zur Austernfütterung ganze Wagenladungen von Pfirsichen ins Meer. Den warmen Meeren dagegen gehören die Perlenmuscheln an. Verschiedene Arten der Gattung *Meleagrina* bedingen eine lohnende Perlenfischerei im indopazifischen Meeresraum (im roten Meer, dem persischen Meerbusen, dem Golf von Manaar, an Australiens Küsten, in den Südseearchipeln), doch auch im Golf von Mejico. Nur durch die schimmernde Auskleidung des Schaleninneren ist jedes Exemplar einer echten Perlenmuschel wertvoll, Perlen dagegen finden sich (als Krankheitsgebilde) dieser «Perlmutter» nur selten aufgewachsen, sodass man mitunter Hunderte von Schalen öffnen muß, bis man Perlen findet, dann aber ab und zu zu Dutzenden. Wie die Miesmuscheln sitzen die Perlenmuscheln mit einem Byssus am Boden, und zwar nicht im ganz seichten Küstenmeer, sondern am liebsten bei 30—40 *m* Tiefe. Die arabischen Perlenfischer beschweren sich daher mit einem Korallenblock, um rascher in die Tiefe zu gelangen und soviel wie möglich Muscheln von den Bänken loszuschlagen; sie fasten auch vorher, da bei vollem Magen der Wasserdruck dessen Inhalt leicht in die Mundhöhle pressen könnte.

Die Fische bringen dem Menschen unter allen Klassen von Seetieren den größten Nutzen. Beläuft sich doch allein der Ertrag der Seefischerei im Umkreis der britischen Küsten das Jahr über auf etwa 126 Millionen Mark. Noch heute bewohnen die Fische überhaupt ganz überwiegend das Meer, in dem ihre Ahnen seit den ältesten Zeiten der Erdgeschichte, aus denen wir Versteinerungsreste kennen, heimisch waren. Zur Laichzeit suchen viele Seefische Untiefen auf, z. B. die deshalb so überaus fischreiche Doggerbank in der Nordsee, namentlich aber küstennahe Untiefen, wo sie im klareren, sauerstoffreicheren Küstenmeer ihre Eimassen ablagern und die aus dem Ei geschlüpfte junge Brut reichlich Pflanzenkost vorfindet. Die Lachse steigen zu demselben Zweck weit in die Flüsse hinauf, während die Aale umgekehrt die Flüsse ins Meer hinabschwimmen, um vor der Flußmündung zu laichen, worauf später die junge Brut in ungeheuern Schwärmen die Flüsse empor zieht. Bezeichnend für unsere nordischen Meere ist die Fülle von Arten der Gattung *Clupea* (Hering) und *Gadus* (Dorsch). Den ganze «Fischberge» bildenden Heringszügen des nordatlantischen Meeres zieht in Massen als arger

Raubfisch der Kabeljau *(Gadus morrhua)* nach. Trotz der alljährlich auf ihn wegen seines Fleisches und seines Leberthrans an der europäischen wie an der amerikanischen Seite so erfolgreich gerichteten Jagd hält sich der Kabeljau durch seine erstaunliche Fruchtbarkeit bei großer Zahl. Im wärmeren Golfstromgewässer früher geschlechtsreif werdend, trifft er auf seinen norwegischen Laichplätzen, namentlich beim Lofot-Archipel, schon im Februar ein, auf der Neufundlandsbank hingegen erst im Mai oder Juni. Die Sprotte *(Clupea sprattus)* ist, wie der Gattungsname zeigt, eine kleine Heringsform; sie lebt in Ost- und Nordsee und wird an den englischen Küsten mitunter so massenhaft gefangen, dass man sie zum Düngen der Felder benutzt. Gleichfalls in die Heringsgattung gehört die Sardine und die Sardelle; jene umschwärmt die westeuropäischen Küsten und wird besonders an den französischen mit Grundnetzen gefangen, diese geht vom baltischen Meer fast um ganz Europa herum, lebt jedoch am zahlreichsten im Mittelmeer. Dem Kabeljaufang des nordatlantischen Meeres ist indessen im Mittelmeer nur der des Thunfisches an Bedeutung zu vergleichen. Auch bei diesem Fisch, der sonst im tieferen Meer lebt, gelten die oft so dichten Wanderzüge längs den mittelmeerischen und pontischen Küsten dem Laichgeschäft. Der Thunfisch reicht bis ins atlantische Meer hinaus, doch nur selten verirrt er sich bis an die englische Küste. Er ist einer unserer schönsten und größten Fische: mit dunkelblauem Rücken, silbern gebänderter Unterseite erreicht er eine Länge von 2—3 *m* und ein Gewicht von mehreren Zentnern. Sein dunkelrotbraunes Fleisch bildet im frischen Zustand eine gesunde Nahrung, verträgt nur keinen weiten Versand, da es rasch verdirbt. Selten im nordatlantischen, um so häufiger im mittelländischen Meer und im indischen Ozean erfreuen den Seefahrer die fliegenden Fische *(Exocoetus)*; auf hoher See schießen sie plötzlich scharenweise aus dem Wasser hervor und fliegen 80—100 *m* weit, auf- und abschwebend, indem sie ihre stark ausgebreiteten, zugespitzten Brustflossen wie einen Fallschirm benutzen.

Alle eben erwähnten Fische gehören zu der gegenwärtig durchaus vorwaltenden Abteilung der Knochenfische. Noch während der ersten Hälfte der mesozoischen Ära vertraten deren Stelle die Schmelzfische oder Ganoiden mit knorpligem oder doch nicht völlig verknöchertem Skelett und ungleichzinkiger (heterozerker) Schwanzflosse. Bald nach dem Erscheinen der Knochenfische wichen die Ganoiden zurück, viele Formen erloschen, andere flüchteten sich aus dem Meer in das Süßwasser. In bezeichnender Verschiedenartigkeit leben diese Flüchtlinge in den Gewässern der sämtlichen Festlande weiter. Die artenreichste Ganoidenfamilie, die der Störe, ist die einzige von allen, die noch zeitweilig das Meer bewohnt. Sie ist nur über Nordamerika und Europa-Asien verbreitet. Wegen des schmackhaften Fleisches und der Lieferung von Kaviar sowie eines geschätzten Leimes ihrer Fischblase sind uns am bekanntesten der Stör und der Hausen (Fig. 8 auf S. 16). Der Stör wird selten über 2 *m* lang; er kommt in der Ostsee, Nordsee, im Mittel-

meer und den in diese Meere mündenden Flüssen vor, besonders im Rhein und in der Elbe. Der Hausen erreicht bis über 8 *m* Länge und bis zu 1600 *kg* Gewicht; er ist gleich dem nur meterlangen, sehr spitzschnäuzigen Sterlett auf das schwarze und kaspische Meer nebst den diesen tributären Strömen beschränkt, dringt mithin unter den deutschen Strömen allein in die Donau ein. Die Laichzeit sowie den Winterschlaf verbringen diese Fische gesellig in den Flüssen; sie durchwühlen deren Schlamm auf ihre Beute und bohren sich zum Überwintern mit dem Vorderteil ihres Körpers in den Schlamm. Nur ausgewachsene Tiere wagen sich zwischen der Laichzeit des Frühjahrs und dem herbstlichen Aufsuchen der Winterquartiere ins Meer.

Die älteste Abteilung der Fische dagegen, die Urfische oder Selachier, deren Ahnen bereits den Ozean der Silurzeit bevölkerten, sind noch heute in allen Meeren zu finden. Sie besitzen ein Knorpelskelett, statt der Schuppen zahlreiche Knochenplättchen, was ihre Haut chagrinartig rauh macht, und das Maul bildet in der Regel (wie bei den Stören) eine bloße Querspalte auf der Kopfunterseite. Dahin gehören die altverbreiteten spindelförmigen Haifische, teils große und kühne Räuber, teils ganz harmlose, träge Tiere, und die seltsamen Rochen von völlig abgeplattetem Körperbau, die eine fast seßhafte Lebensweise führen, indem sie flach am sandigen oder schlammigen Meeresgrund liegen, auf ihre Beute lauernd. Manche Rochen besitzen elektrische Organe in Nierengestalt zu beiden Körperseiten, mit denen sie in ihre Nähe kommende Tiere lähmen oder töten, so die tellergroßen Zitterrochen *(Torpedo)* des Mittelmeers, die sich durch Überdecken mit Sand und Steinchen so geschickt bis zur Unsichtbarkeit zu verbergen wissen.

Krokodilartige Tiere sind nie (wie es die Ichthyosauren und Plesiosauren der mesozoischen Ära waren) eigentliche Meeresbewohner, doch treiben sie mitunter, aus den Flüssen durch Zufall ins Seewasser verirrt, weit hinaus ins Mehr, sodaß sie an entlegener Küste dann sich leicht eine neue Heimat erwerben können. Darum beweist das Vorkommen von Gavialen im Ganges wie in den Flüssen Borneos (S. 254), vom Leistenkrokodil in Indien und im tropischen Australien nichts für ehemaligen Landzusammenhang. Die einzigen Reptilien des Meeres gehören den Ordnungen der Schildkröten und der Schlangen an. Seeschildkröten giebt es fünf Arten und zwar nur in den wärmeren Meeren, wenig über den 40. Parallelkreis auf der nördlichen Halbkugel, nicht über den 50. auf der südlichen; sie benutzen ihre Beine als kräftige Ruder, schwimmen daher gewandt in hohe See und gehen nur an Land, um ihre Eier in den Sand flach zu vergraben, wo sie dann von der Sonnenhitze ausgebrütet werden. Hauptsächlich sind sie in den Tropenmeeren heimisch und niemals auf engere Bezirke eingeschränkt. Die Lederschildkröte geht weit über die Wendekreise hinaus und zeigt sich daher auch an den atlantischen Küsten der Pyrenäen-Halbinsel und im Mittelmeer. Die Karettschildkröte der Tropen liefert in den

dachziegelartig sich deckenden Hornschildern ihres Rückenpanzers das Schildpatt oder Schildkrot. Die bis 2 *m* große Suppenschildkröte weidet die Küsten auf Tange und Seegräser ab und wird wegen ihres geschätzten Fleisches von Westindien aus viel nach Europa gebracht; sie ist durch alle Tropenmeere verbreitet, besonders an der Küste Brasiliens wird ihr arg nachgestellt, wenn sie in dichten Scharen das Land zum Laichen aufsucht, korbweise sammeln dann die Indianer die ölreichen Eier, deren jedes Weibchen an die hundert in den Sand bettet. Die Seeschlangen bieten einen merkwürdigen Beleg der bereits erwähnten faunistischen Verwandtschaft zwischen dem großen und dem indischen Ozean: aus dem einen ins andere dieser beiden Weltmeere dehnen sich ihre nicht sehr zahlreichen Arten aus, bisweilen von Indien bis Japan und weithin ostwärts in die Südsee, jedoch nie geht eine Seeschlange ums Kap in den atlantischen Ozean. Alle Seeschlangen sind ausschließlich Meeresbewohner; durch Sturm etwa aufs Land verschlagen, gehen sie daselbst hilflos zu Grunde. Alle Arten scheinen lebendige Junge zu gebären. Von den übrigen Schlangen unterscheiden sie sich durch das seitlich stark abgeplattete Körperende, das ihnen als Ruderschwanz dient. Kaum je werden sie länger als 1½ *m*; der kleine Kopf ist mit gefährlichen Giftzähnen bewehrt, sodaß Fische, auch Schildkröten sofort ihrem Biß erliegen, während sie selbst den Haifischen der Hochsee zur Beute fallen, die sie im Schlaf überraschen und denen ihre Giftzähne keinen Schaden zufügen. In größeren Gesellschaften sieht man die gefräßigen und räuberischen Seeschlangen mit erhobenem Kopf an der Oberfläche schwimmen und beim Herannahen eines Schiffes in die Tiefe tauchen. Denn zum Glück scheuen sie vor Menschen zurück.

Zahlreich und mannigfaltig ist die Welt der Vögel auf dem Meer und an den Küsten vertreten. Naturgemäß sind es lauter fleischfressende Arten, da sie auf Seetiere (namentlich Fische, Weichtiere und Krebse) als ihre Kost angewiesen sind. Ihre Anpassung an das Leben auf dem Meer zeigt sich in der Ausbildung der Beine zu Schwimm- und Ruderorganen, sowie in der besonderen Fürsorge für Trockenhaltung des Gefieders. Die Füße sind mit Schwimmhäuten versehen, die Beine kurz und weit nach hinten gestellt, was den Vögeln zwar auf dem Land einen schwerfälligen Gang auferlegt und sie mehrfach zu einer ganz aufrechten Körperhaltung nötigt, ihnen aber eine bedeutende Kraft zum Rudern und zum Tauchen auf ihre Beute verleiht. Die ausgezeichnet wärmende Bekleidung mit feinen Unterfedern (Daunen), am bekanntesten von der Eiderente, die sich von den norwegischen Küsten bis nach denen Grönlands, Islands und Spitzbergens verbreitet, würde ihren im kühlfeuchten Klima so wertvollen Wärmeschutz durch Benetzung im Seewasser einbüßen, wenn die Vögel das Öl ihrer stark entwickelten Bürzeldrüse nicht fleißig zum Einölen der Deckfedern benutzten. Dem Flugvermögen nach scheiden sich die Seevögel in fliegende und rudernde. Die ersteren sind mit ihren langen, spitzen Flügeln, wie sie unser Bild

auf S. 108 zeigt, ganz hervorragende Flieger. Dahin gehören die an nordischen Gestaden so häufigen Möwen, die kleineren, kosmopolitischen Seeschwalben, der in den tropischen Meeren heimische Fregatten- und der Tropikvogel, hauptsächlich aber die anziehende Gruppe der etwa hundert Arten zählenden Sturmvögel. Das weite Weltmeer, das oft auf Tausende von Kilometern nicht von der kleinsten Inselklippe als Rastplatz unterbrochen wird, mußte eine ganz andere Flugausdauer unter den Vögeln heranbilden als das Festland. Von dem thatsächlich wochenlangen Flug des Fregattenvogels war schon oben (S. 8) die Rede. Wie einen Geier sieht man ihn hoch im Äther kreisen, denn je höher ihn seine mächtigen Fittiche ins Luftmeer emportragen, desto größer wird sein Beutefeld, das er mit der Schärfe des Raubvogelauges überschaut, um dann pfeilschnell auf den erspähten Fisch niederzustoßen, den er lieber mit den Fängen als mit dem langen Hakenschnabel greift. Die Sturmvögel ähneln den Möwen, übertreffen diese aber an Flugfertigkeit, und einige erreichen beträchtliche Größe. Es sind echt pelagische d. h. echte Hochseetiere von ungeheuerer Gefräßigkeit. Den Schiffen folgen sie, um Abfälle zu erschnappen, in völlig landleere Seeräume. So vollkommen beherrschen sie durch ihre Flugkraft das Reich der Lüfte, daß sie vom wütendsten Seesturm sich kaum aus ihrer Flugrichtung drängen lassen. Am bekanntesten ist der schneeweiße Albatros, der mit seinen schwarzbefiederten Schwingen bis 4 *m* klaftert und durch seine anmutig leichten Flugbewegungen den Beschauer fesselt; während sein Verwandter, der düster befiederte Riesensturmvogel mehr die kühleren Breiten der südlichen Halbkugel bevorzugt, trifft man den Albatros etwa von der Breite des Kap bis 45, selten bis 50° s. Br. durch alle Längengrade hindurch, ja auf der weiten Fläche der Südsee reichen seine Flüge gelegentlich bis ins Beringsmeer. Durch strenge Trennung in eine Nord- und eine Südgruppe fallen dagegen die Rudervögel auf. Sie alle zeichnen sich durch ganz verkümmerte Flügel aus, die gar nicht oder kaum zum Fliegen, wohl aber zum Rudern und Tauchen im Meer dienen, außerdem durch ganz weit nach hinten stehende Beine und durch scharenweises Zusammenleben. Auf die nordischen Meere sind beschränkt die Alke und die Lummen. Sie vermögen ihre Flügel noch einigermaßen zum Fliegen zu benutzen und bevölkern in Unzahl zur Sommerzeit die nordpolaren «Vogelberge», von denen ihr Gekreisch herniedertönt. Im Winter ziehen manche dieser Vögel an die deutschen Küsten oder noch südlicher. Die Trottellumme brütet sogar zahlreich auf Helgoland und wird dort ihres schmackhaften Fleisches wegen erlegt. Den südlichsten Brütplatz einer Alkenart kennt man von den Berlenga-Inseln an der Küste Portugals. Der seit 1844 ausgerottete Riesenalk *(Alca impennis)* von Gänsegröße soll ganz flugunfähig gewesen sein; er war in den südlicheren Teilen des nördlichen Eismeers und an nordatlantischen Gestaden heimisch, besonders in Island, aber auch in Grönland und Neufundland, nach vorgeschichtlichen Funden einstmals auch auf den dänischen

Inseln. Ein ausschließlich südhemisphärisches Spiegelbild höherer Breiten bildet das artenreiche Geschlecht der Pinguine mit walzen- oder spindelförmigem Leib, an dessen Seite die bloß mit schuppenartigen Federn besetzten Flügel wie nutzlose Lappen niederhängen. Es sind in der That zu Flossen umgewandelte Flügel, mit deren Hilfe diese Pinguine ebenso geschickt schwimmen wie tauchen; darum nennt man sie auch «Flossentaucher», noch bezeichnender wäre der Ausdruck «Ruderflügler». Nur das Südpolarmeer und die Südteile der drei an dasselbe angrenzenden Ozeane beherbergen Pinguine; auch fossil kennt man sie allein von der südlichen Halbkugel (von Patagonien und Neuseeland), die Tropen könnten sie gar nicht durchmessen, da sie, an eiskaltes Gewässer gewöhnt, die Wärme scheuen; im kühlen Meeresstrom an der Westseite Südamerikas ist es jedoch einer Pinguinart gelungen, sich auf den Galapagos-Inseln unter dem Äquator heimisch zu machen. Zur Brütezeit landen die Pinguine zu Tausenden an den Inselküsten des fernen Südens, die dann zeitweise «Vogelberge» werden gleich den arktischen und wie diese von ohrzerreißendem Lärm ertönen. Auf den Falklandsinseln dringen sie weit ins Innere, um in ein flachmuldiges Nest je ein Ei zu legen. Überall sieht man sie sodann in kerzengerader Stellung und in langen Reihen, sogenannten «Schulen», beim Brütgeschäft (vgl. unten S. 322, Fig. 155).

Wale schwimmen in allen Ozeanen. Es sind fischförmige Säugetiere mit wagerecht stehender Schwanzflosse und bloßen Vordergliedmaßen, die zu Flossen sich umgewandelt haben. Eine halsartige Einschnürung hinter dem Kopf fehlt wie alle Unebenheiten, die durch vermehrte Reibung die Fortbewegung im Wasser erschweren müßten, vor allem auch die Behaarung. Eine Specklage unter der glatten Haut schützt namentlich die in kalten Gewässern lebenden Wale gegen zu große Verluste an Körperwärme. Die jetzt lebenden etwa 140 Arten sind echte Hochseebewohner, nur einige Delphine gehen die Ströme hinauf ins Festland, so den Ganges und den Amazonenstrom. Das Land selbst suchen sie nur auf um zu gebären, wozu sie geschützte Buchten an Steilküsten bevorzugen; seichten Strand vermeiden sie lieber, denn, werden sie bei stürmischem Wogengang ans Land geworfen, so gereicht das den auf festem Boden kaum bewegungsfähigen Geschöpfen, zumal den ungeschlacht großen unter ihnen, regelmäßig zum Verderben. Obwohl also echt pelagische Säuger, dürfen die Wale doch nicht als die Urformen der Säugetiere betrachtet werden, von denen alle übrigen abstammten. Vielmehr stellen sie eine sehr merkwürdige Rückbildung des Säugetier- in den Fischtypus dar, jedoch ohne Spur von Kiemenatmung. Die ältesten Waltiere, die Zeuglodonten des Eozän, besaßen noch ein Gebiß wie Landsäugetiere.

Die Familie der Bartenwale, meist auf die kälteren Meeresräume eingeschränkt, ist zahnlos und führt im Oberkiefer die Fischbeinbarten als dicht senkrecht hintereinander gestellte Hornplatten, die dazu dienen, die Masse von Flossenschnecken und anderen kleinen Planktontieren wie in einer Reuse zurückzuhalten, wenn der Walfisch das mit weit geöffnetem

Maul eingeschlürfte Seewasser wieder ausstößt. In die der Rückenflosse entbehrende Gattung *Balaena* gehört der bekannteste, obwohl nicht größte aller Wale, der ausschließlich im Nordpolarmeer nebst nordischen Teilen des atlantischen und großen Ozeans verbreitete Nordwal *(B. mysticetus)*. Durch schonungslose Jagd auf ihn, die die Holländer 1596 zur Entdeckung von Spitzbergen führten, hat sich der gewöhnlich noch nach Grönland benannte Nordwal seit Mitte unseres Jahrhunderts mehr nach dem Beringsmeer zurückgezogen und wird auch im ochotskischen Meer unter norddeutschen Breiten erlegt. Beläuft sich doch der Wert eines einzigen voll ausgewachsenen Nordwals an Thran (bis 150 *hl*) und Fischbein (bis 1000 *kg*) auf 20.000 Mark. Außerhalb des Eismeers reiht sich an das Verbreitungsgebiet dieser bis 19 *m* langen Walart das der *Balaena japonica* (von Kalifornien bis nach Japan und den Aleuten), andererseits das der *Balaena biscayensis*. Beide geben dem Nordwal an Größe wenig nach, sind indessen bei geringerer Bartenlänge minder wertvoll. Die Basken erlegten den nach ihrem biscayischen Meerbusen benannten Wal schon im 11. Jahrhundert mit Pfeil und Bogen sowie mit Harpunen, in welcher Kunst sie dann im 16. Jahrhundert die Lehrmeister der Niederländer wurden. Neuerdings ist der Biscayawal ziemlich selten geworden, doch fängt man ihn vereinzelt im ganzen nordatlantischen Meer zwischen Island und den Kanarien, den Vereinigten Staaten und Westeuropa; mitunter dringt dieser Wal selbst ins Mittelmeer ein. Ganz allein südhemisphärisch ist dagegen *Balaena antipodum*, der Südwal, eine Art, die einige Zoologen in zwei, jedoch bisher kaum sicher unterschiedene, Arten *(B. australis* und *marginata)* trennen. Der Südwal geht in mittleren Südbreiten um die ganze Erde; man jagte ihn besonders in der Südsee, bis er dort gar zu selten wurde, indessen trifft man ihn immer noch im südpazifischen, südatlantischen und südindischen Weltmeer von der Breite des Kap Hoorn oder sogar antarktischen Breiten bis gegen den 30. Parallelkreis, seltener innerhalb des südlichen Wendekreises, so an der Nordspitze Madagaskars und, offenbar geleitet durch die kühlen Meeresströme, an der australischen Westküste bis zum 15., an der südamerikanischen sogar bis zum 5. Parallelkreis. Da der Südwal ebenso wie seine nordhemisphärischen Gattungsgenossen tropenhaft warmes Seewasser meidet, kreuzt er nie den Äquator. Trotzdem werden wir den Südwal von Balänen der nördlichen Halbkugel um so sicherer ableiten müssen, als er dem Biscayawal zum Verwechseln ähnlich sieht. Entweder waren die Balänen der Vorzeit noch nicht so empfindlich gegen die Wärme, daß sie auch das Tropenmeer zu durchschwimmen vermochten, oder aber sie gelangten während der eiszeitlichen Abkühlung auch der tropischen Gewässer von der nördlichen Erdhälfte auf die südliche.

Seitdem sich der Nordwal aus den europäischen Polargewässern mehr und mehr zurückgezogen hat, richtet sich der Walfang von den nordeuropäischen Küsten aus, und zwar mittelst Dynamitgeschossen, hauptsächlich auf die Finnwale. Sie heißen nach ihrer Rückenfinne

oder Rückenflosse, sind gleichfalls Bartenwale wie die Balanen (obwohl ihre Barten als kurzer und nicht so elastisch minder geschätzt werden), haben einen schlankeren Körperbau als letztere, übertreffen sie jedoch noch teilweise an Größe. Besonders der **Blauwal** (*Balaenoptera Sibbaldi*) ist mit seinen 30 *m* überhaupt das längste aller Tiere der Gegenwart. Ganz lichtbraun, an der Unterseite mitunter schwefelgelb (deshalb von den nordamerikanischen Walfängern *sulphurbottom*, Schwefelbauch, genannt), ist er wie die anderen Finnwale ein arger Fischräuber; sein Wohnbereich greift gleich dem des Nordwals aus dem arktischen Becken durch die Beringsstraße nach dem großen Ozean hinaus, hier aber beträchtlich weiter nach Süden, nämlich bis nach Japan und bis an den nördlichen Küstenteil der Halbinsel von Niederkalifornien.

Fig. 131.



Grindwal.

Am zahlreichsten sind die **Zahnwale** oder **Delphinoiden**, die unter den Seefischen die ärgste Verheerung anrichten und meist in ganzen Scharen auftreten. Kleinere Delphinarten dringen vom nordatlantischen Meer in Nord- und Ostsee, ins mittelländische und schwarze Meer, sodaß sie schon den Alten bekannt wurden. Der **gemeine Delphin** (*Delphinus delphis*) reicht bis in die Tropenzone und erfreut durch sein munteres Treiben, wenn er die Schiffe in kleinen Gesellschaften begleitet, immer tauchend und stets einen Wasserstrahl ausstoßend, sobald die Meeresoberfläche wieder erreicht ist. Der oberseits glänzend schwarze **Grindwal** wird ungefähr 5—7 *m* groß; er schwärmt mitunter bis in die Breite von Gibraltar, zeigt sich auch dann und wann in der Ostsee, haust aber besonders im nordatlantischen Meer, wo er zwischen den

Färöern und Norwegen in Herden von mehreren Tausenden schon gesehen wurde; allein auf der Färöern erlegt man das Jahr über durchschnittlich 50.000 Grindwale. Wesentlich auf das nördliche Eismeer beschränkt sind Narwal, Weißwal und Schwertwal. Der Narwal ist durch das ganze arktische Becken verbreitet; er heißt das See-Einhorn, weil beim Männchen der linksseitige Eckzahn sich zu einem 2—3 *m* langen wagerecht vorgestreckten Stoßzahn auszubilden pflegt; wie Regimenter von Lanzenreitern sieht man die Narwale bei ihren Sommerwanderungen nordwärts ziehen, Stoßzahn neben Stoßzahn und in taktmäßigen Schwimmbewegungen sich auf- und niederwiegend. Der Weißwal, Beluga der Russen, wird wegen seines Speckes und Fleisches hochgeschätzt; er ist der häufigste Wal an der Westküste Grönlands, und wenn seine blendend weißen, dichten Scharen an den sibirischen Küsten erscheinen, so herrscht bei den Küstenanwohnern große Freude, denn sie nutzen jene wie Rinderherden aus und begrüßen sie zugleich als Verkünder der Lachs- und Dorschzüge, denen sie als Bedränger folgen. Der mutigste, kampflustigste aller Delphinoiden ist aber der ob seiner säbelförmigen Rückenflosse so genannte Schwertwal, der gelegentlich vom Eismeer auch in den nordatlantischen und nordpazifischen Ozean, ja noch viel weiter südwärts hinüberschweift. Er wird noch etwas größer als der Grindwal und greift mit seinem kräftigen Gebiß nicht nur Seehunde, sondern auch Wale, selbst den gewaltigen Nordwal an, dem er ganze Stücke Speck vom lebendigen Leib reißt. Durch seine ausnahmsweise gerade die heiße Zone bevorzugende weite Verbreitung erscheint endlich der allergrößte Delphinoid besonders merkwürdig: der Pottwal mit dem riesigen, vorn senkrecht abgestutzten Kopf (das Männchen bis 22 *m*, das Weibchen halb so lang). Meist in geschlossenen Herden von 20—50 Stück durchschwärmt er alle wärmeren Meeresteile ungefähr zwischen 40° n. und s. Br. (nur im roten Meer scheint er zu fehlen), die warmen Meeresströmungen führen ihn aber auch in höhere Breiten, sodaß er um Südamerika herum zwischen dem atlantischen und großen Ozean wechselt, im Golfstrom bis zur Breite von Kap Farvel vordringt. Im allgemeinen trifft man den Pottwal häufiger südlich als nördlich vom Äquator, was mit der offeneren Verbindung der südhemisphärischen Weltmeerflächen zusammenhängen wird. Man hat ihn schon an der Grenze des antarktischen Packeises beobachtet, während er der kalten Strömung an Afrikas Westseite meistens fern bleibt, wahrscheinlich weil es dort an Tintenfischen und anderen Kopffüßlern mangelt, die neben Fischen seine Hauptnahrung bilden. Der Pottwal ist ein gewandter Schwimmer und Taucher, der jedenfalls wegen der Tiefseetiere tiefe Meere bevorzugt. Er vermag anderthalb Stunden unter Wasser zu bleiben. Mit erstaunlicher Geschwindigkeit, scheinbar ohne jede Muskelthätigkeit durcheilt er das Meer; an der japanischen Küste harpunierte Pottwale, die ihren Verfolgern entkommen waren, hat man an der Küste von Chile wiedergefunden. Wenn der düsterfarbige Wal in ganzer Körperlänge aus dem Meer springt, um sich sofort wieder

in die Flut hinabzustürzen, gerät die Seefläche wie nach Sturm auf Meilenferne in Dünung. Die sehr gefährliche Jagd auf den Pottwal ist im Lauf der beiden letzten Jahrhunderte namentlich in der Südsee eifrig betrieben worden, weil sie nicht bloß durch den thranreichen Speck dieses Wales lohnt, sondern auch durch seine kegelförmigen Zähne (ein gesuchter Schmuckgegenstand der Südseeinsulaner), besonders aber durch den Walrat, eine kostbare ölige Fettart in Kopf- und Rückenhöhlen des Pottwals, und durch die in seinem Darm sich sammelnde Ambra.

Auch die Flossenfüßer oder die seehundartigen Tiere stellen eine neuere, sogar erst seit dem Oligozänalter nachweisbare Umgestaltung der Säugetiere zum Leben im Meer dar. Nach Kopf- und Zahnbildung stehen sie den Raubtieren am nächsten; ihr spindelförmiger Körper ist fast bei

Fig. 154.

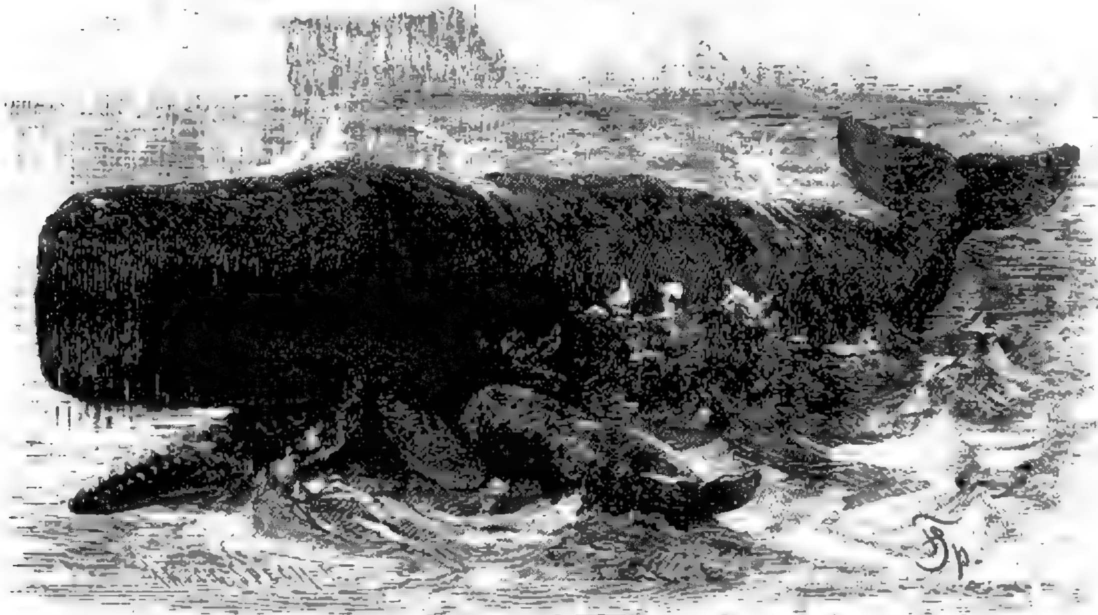


Fig. 154. Pottwal.

allen Arten dicht behaart, unter dem Fell mit einer Specklage versehen, gleich dem der Wale, besitzt aber vordere und hintere Gliedmaßen, die kurz und zu Ruderorganen umgeformt sind mit Schwimmhäuten zwischen den Zehen. Von Fischen lebend, bewegen sich die stets gesellig auftretenden Flossenfüßer sehr gewandt im Meer; an Land gehen sie nur um zu ruhen, sich zu hären und Junge zur Welt zu bringen. Einige schwimmen die Flüsse weit hinauf, und ein paar Seehundarten haben sich sogar auf diese Weise in Binnenseeen heimisch gemacht. So bewohnt unser gemeiner Seehund (*Phoca vitulina*) den Ladoga- und Onegasee; außerdem zeigt er uns durch sein Eindringen in den Amur wie in den Kolumbiastrom bis auf 400 *km* Ferne die Möglichkeit, wie die Baikalrobbe durch die sibirischen Ströme aus dem Polarmeer in den meerfernen See gelangen konnte, der ihr zur binnenländischen Heimat geworden ist (vergl. oben S. 239). Auch flache Wasserscheiden vermögen

die Tiere zu überschreiten, wie man es in Vorpommern und Mecklenburg beobachtet hat; indessen bewegen sie sich auf dem Land dermaßen ungeschickt, daß sie dort gar leicht dem ruhmlosen Massenmord der Robbenschläger erliegen. Der lockende Gewinn an Fellen und Thran hat im Lauf des 19. Jahrhunderts die Flossenfüßer furchtbar hinraffen lassen, sodaß auch ihre Verbreitungsareale mehrfach arg zusammengeschrumpft sind. Schätzt man doch die Zahl der jährlich auf den Weltmarkt kommenden Robbenfelle nahezu auf eine Million. Erst neuerdings schufen internationale Vereinbarungen wenigstens für einige Gegenden Schonzeiten.

Fast niemals zeigen die Flossenfüßer Vorliebe für wärmere See, im Gegenteil meiden sie den äquatorialen Gürtel beinahe überall, wenn nicht ein kühler Meeresstrom wie der vor der Westküste Südamerikas ihnen den Weg zum Gleicher weist. Keine einzige Art bewohnt wie der Pottwal weite Räume der Tropenzone; ja das so warme indische Weltmeer ist abseits der australischen Küsten und seines subantarktischen Südens von jeher ohne Robben gewesen. Da nun im Verlauf der Tertiärzeit der sich verschärfende thermische Gegensatz der Zonen den Wärmeunterschied der tropischen Meeresteile gegen diejenigen höherer Breiten auf beiden Erdhälften erst allmählich hervorgekehrt haben wird, so erhöht sich unser Interesse an der geographischen Verbreitung dieser letzten Tierordnung, bei der wir angelangt sind. Giebt es hier Spuren getrennter nord- und südhemisphärischer Formenentwicklung, wie wir sie bezeugt fanden in der parallelen Sonderausbildung der Alke und Lummen im Norden, der Pinguine im Süden?

Ein so schroffes, geradezu bipolares Auseinanderweichen offenbart sich nicht unter den Flossenfüßern, aber es lassen sich doch ähnliche doppelseitige Entwicklungsanregungen bemerken, die in ihren innigen Grenzberührungen auf dem pazifischen Gebiet, ihrem weiten Auseinanderklaffen auf dem atlantischen ein Streiflicht auf die sehr verschiedenartige Entwicklungsgeschichte dieser beiden großen, jetzt die Polarmeere verknüpfenden Ozeane werfen.

Zunächst unterliegt es keinem Zweifel, daß die Walrosse und die eigentlichen Seehunde (die *Phoca*-Arten) ausschließlich der nördlichen Halbkugel angehören, indem sie das arktische Becken oder Teile des nordpazifischen und nordatlantischen Meeres bewohnen. Der heutige alleinige Vertreter der Familie der Trichechiden, das Walroß, ausgezeichnet durch seine Größe (bis 7 *m*), seine fast haarlose Borkenhaut und seine 60—80 *cm* lang aus dem Oberkiefer nach unten vorragenden Hauer (die gleich dem Stoßzahn des Narwal wie Elfenbein zu bearbeiten sind), ist jetzt so gut wie ausschließlich auf das nördliche Eismeer eingeschränkt, obwohl es noch vor kurzem auch im Beringsmeer schaarenweise sich tummelte, ja früher bis Neuschottland, bis an die schottischen und die benachbarten norwegischen Küsten ging. Die *Phoca*-Arten haben gleichfalls meistens eine zirkumpolare Verbreitung, reichen indessen weiter südwärts ins atlantische wie pazifische Gewässer, doch kaum je

über den 40. Parallelkreis. *Phoca equestris* ist allein im nordpazifischen Gebiet heimisch, von Alaskas Südküste bis ans mandschurische Gestade. Umgekehrt trifft man die gleichfalls zur Familie der Phoziden gehörige Klappmütze *(Cystophora cristata)* bloß im nordatlantischen Meer und den grönländischen wie den europäischen Polargewässern. Von ihr scheint sich der Antillen-Seehund *(Cystophora Antillarum)* abzuleiten, der sich von ihr wesentlich nur im Zahnbau unterscheidet und in der westindischen See einen ständigen Wohnraum gefunden hat, unter sämtlichen Flossenfüßern der alleinige Tropenbewohner der nördlichen Halbkugel. Die Mönchsrobbe *(Monachus mediterraneus)* wird noch ziemlich häufig im mittelländischen, schwarzen und asowschen Meer gesehen, aber auch vor der Gibraltarstraße bis nach Madeira und den Kanarien.

Einen ganz anderen Verbreitungstypus zeigen die übrigen Flossenfüßer, sowohl noch mehrere Angehörige der Phoziden als ganz besonders die Familie der Otariiden oder Ohrenrobben (so genannt, weil sie im Gegensatz zu Trichechiden und Phoziden ein äußeres Ohr besitzen), auf die manche die Bezeichnung Robben beschränken wollen. Sie sind vorwiegend antarktisch, dehnen sich dann regelmäßig auch in den subantarktischen Gürtel aus, mehrfach besonders weit in die Südsee, jedoch nie über patagonische Breiten ins atlantische Meer, abgesehen von einer Seebärenart, die im kalten Meeresstrom an der Küste Deutsch-Südwestafrikas haust. Die wenigen nur nordpazifischen Arten dieser Verbreitungsgruppe haben alle ihre Verwandten im Süden, stehen hingegen den arktischen Genossen fern. Keine einzige dehnt ihren Wohnraum ins nördliche Eismeer aus.

Die Mähnenrobbe oder der Seelöwe, so geheißen nach der mähnenähnlichen Haarverlängerung im Nacken und auf dem Vorderrücken alter Männchen, liefert ein gutes Beispiel dieser eigenthümlichen Ausbreitung. Diese muntere, gegen 3 *m* groß werdende Robbe ist von den eisigen Küsten der Südpolarlande weit entlang den südamerikanischen Gestaden verbreitet, aber mit dem großen Unterschied, daß sie auf der atlantischen Seite nur den La Plata, auf der pazifischen den Äquator (bei den Galapagos-Inseln) erreicht. Eine ähnliche Verbreitung zeigt der Seeleopard aus der Familie der Phoziden *(Leptonyx Weddelli)*, nur blieb er der Westseite Südamerikas fern, bewohnt dafür das Meer um Neuseeland und im Süden Ostaustraliens. Unter den Otariiden giebt es drei Arten, die ausschließlich im nordpazifischen Ozean begegnen: der nordische Seelöwe *(Eumetopias Stelleri)*, der an allen Küsten von Japan bis Kalifornien auftaucht und auf dem Seelöwenfelsen des goldenen Thores, des Eingangs zur Bai von San Francisco, eine Freistatt erhielt, ferner der nordische Seebär *(Callorhinus ursinus)*, dessen Areal sich mit dem des vorigen deckt, und *Zalophus Gilliespii*, auch von ähnlicher Verbreitung, nur dem Beringsmeer ausweichend. Da jedoch ein naher Verwandter der letztgenannten Robbe, *Zalophus lobatus*, wieder ganz ausschließlich dem Süden angehört (dem Meer um Neuseeland und Australien, hier wie in der polynesischen Inselflur in den Tropengürtel



Fig. 155. Mähnenrobbe (*Otaria jubata*), auf den Felsen Pinguine

herüberreichende, ferner die südhemisphärischen Seebären (die *Arctocephalus*-Arten) nicht nur durch ihr feinwelliges Unterhaar, das als „*seal skin*" den kostbarsten Pelz liefert, sondern auch sonst dem nordischen Seebär so verwandt sind, daß manche Zoologen diesen mit in die Gattung *Arctocephalus* aufnehmen, außerdem auch sämtliche übrigen Familienglieder nur südhemisphärisch sind, so wird man dem Schluß zuneigen, daß Ohrenrobben wie Pinguine ihre reiche moderne Entfaltung wesentlich auf der Südhalbkugel erzielt haben, vorzugsweise im antarktischen und subantarktischen Raum. Ungerechtfertigt wäre dagegen die weitere Schlußfolgerung, daß Otariiden überhaupt aus einer südhemisphärischen Ursprungsstätte stammen müßten, denn wir kennen die ältesten Ohrenrobben aus miozänen Ablagerungen des französischen Bodens.

Fig. 17[illegible].



Elefantenrobbe (*Macrorhinus elephantinus*), von rechts ein Männchen, von links ein Weibchen.

Ein Blick auf das Vorkommen des riesigsten aller Phoziden beruhigt uns alsbald über die Möglichkeit, daß auch die Minderzahl der nordpazifischen Otariiden von südlichen Vorfahren sich herleiten wird. Die Elefantenrobbe heißt so nach dem elefantenartigen Rüssel, in den die Schnauze des Männchens ausläuft; das Männchen, das von einer Vielzahl von Weibchen umgeben zu sein pflegt, ist von letzteren vor allem auch in Größe und Gewicht auffallend verschieden: es wird reichlich doppelt so groß wie der Seelöwe der Antarktis und Südamerikas, gleicht also mit etwa 7 *m* an Riesenhaftigkeit dem Walroß, übertrifft dieses aber an Körperschwere und Speckfülle bei weitem, indem es ein Gewicht bis über 5000 *kg* erreicht, während die weiblichen Seeelefanten kaum die Hälfte an Größe, kaum ein Drittel an Gewicht gegenüber den Männchen besitzen.

Diese wunderbaren Gesellschaften der Elefantenrobben sind noch heute ziemlich zirkumpolar verbreitet in der Gegend des südlichen Polarkreises, gehen bis nach dem Kerguelen-Archipel, in die australisch-neuseeländischen Gewässer und von Süd-Georgien nach den Falklandsinseln; noch vor wenigen Jahrzehnten sah man sie auch gar häufig an der Westseite Südamerikas, so an Chiles Küsten und bei Juan Fernandez. Was aber das Wichtigste ist, eine (jüngst so gut wie gänzlich ausgerottete) Nordkolonie hatte sich im Küstenmeer von Alt- und Neu-Kalifornien heimisch gemacht und bereits zu einer örtlichen Spielart differenziert. Letzterer Umstand beweist, daß keinerlei jahreszeitliche Wanderzüge, wie sie sonst zu den Lebensgewohnheiten der Flossenfüßer gehören, diese Nordkolonie mit den südhemisphärischen Artgenossen verband, aber jedenfalls widerlegt der vorgeschobene Posten der kalifornischen Seeelefanten die Ansicht, es gebe keine Überwanderung südhemisphärischer Robben in die nördliche Südsee, wenigstens nicht längs der amerikanischen Küste. Jene nördliche Zalophus-Art wird mithin gleich dem nordischen Seelöwen und dem nordischen Seebär wohl auch von südhemisphärischen Vorfahren abstammen, die nordwärts Kolonieen entsendeten, sei es auf der amerikanischen Ost- oder auf der asiatischen Westseite. In weit längerer Trennung von den Verwandten im Süden des Äquators erwuchsen sie zu festen Arten; die an ihrer Stätte jüngere kalifornische Sippe der Elefantenrobben dagegen wurde im gleichen Entwicklungsgang gestört durch den mordenden Menschen.

Fig. 157.



Schlussvignette: [illegible] Polarfuchs [illegible]

Verzeichnis einiger Werke zu weiteren pflanzen- und tiergeographischen Studien.

A. de Candolle: Géographie botanique raisonnée. 2 Bände. Paris 1855.

A. Grisebach: Die Vegetation der Erde nach ihrer klimatischen Anordnung. 2 Bände. 2. Auflage. Leipzig 1884.

A. Engler: Versuch einer Entwicklungsgeschichte der Pflanzenwelt, insbesondere der Florengebiete seit der Tertiärperiode. 2 Teile. Leipzig 1879 und 1882.

O. Drude: Handbuch der Pflanzengeographie. Stuttgart 1890.

E. Warming: Lehrbuch der ökologischen Pflanzengeographie. Deutsche Ausgabe von E. Knoblauch. Berlin 1896.

A. F. W. Schimper: Pflanzengeographie auf physiologischer Grundlage. Jena 1898.

O. Drude: Atlas der Pflanzenverbreitung. V. Abteilung der 2. Auflage von Berghaus' Physikalischem Atlas. Gotha 1887.

A. R. Wallace: Die geographische Verbreitung der Tiere. Deutsche Ausgabe von A. B. Meyer. 2 Bände. Dresden 1876.

E. L. Trouessart: Die geographische Verbreitung der Tiere. Aus dem Französischen übersetzt von W. Marshall. Leipzig 1892.

A. Heilprin: The geographical and geological distribution of animals. 2. Auflage. London 1894.

J. Walther: Allgemeine Meereskunde. Leipzig 1893.

A. R. Wallace: Island Life. 2. Auflage. London 1895.

R. Lydekker: Die geographische Verbreitung der Säugetiere. Aus dem Englischen von G. Siebert. Jena 1897.

W. Marshall: Atlas der Tierverbreitung. VI. Abteilung der 2. Auflage von Berghaus' physikalischem Atlas. Gotha 1887.

Sachregister.

Berichtigungen:

S. 35 ist bei Figur 17 zu lesen *paradoxum*.
S. 47 muß es unter Figur 28 heißen: Korkzieherartige Ranke.
S. 53 (Mitte) soll es heißen: Symbiose im Pflanzen- und Tierreich.
S. 64, Zeile 14 von unten, zu setzen Asymmetrie.
S. 66 (Mitte) ist zu lesen: fortschreitende Entwicklung.
S. 103, Zeile 4 von unten, zu lesen Staßfurt.
S. 202 (unterhalb der Mitte) zu lesen: Cinchona.
S. 207 „ „ „ „die Alerce“ nicht in Kommas einzuschließen.
S. 239 „ „ „ sind vor »Stör und Hausen« die Worte »Die Gattungen« zu tilgen und ist dann fortzufahren: letzterer im Westen u. s. w.
S. 241, Zeile 1 noch zu streichen.

DRUCK VON GEBRUDER STIEPEL, REICHENBERG